

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía



TESIS DOCTORAL

**Análisis morfo-sedimentario del Banco de Valdivia (sector
central de la Dorsal de Walvis) Atlántico Sur**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Patricia Jiménez García

Directoras

**Yolanda Sánchez Ramos
Araceli Muñoz Recio**

Madrid, 2018

***Análisis morfo-sedimentario del Banco de
Valdivia (sector central de la Dorsal de Walvis)
Atlántico Sur***



Patricia Jiménez García

Departamento de Estratigrafía - Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE
MADRID



Análisis morfo-sedimentario del Banco de Valdivia (sector central de la Dorsal de Walvis) Atlántico Sur

Memoria presentada para optar al grado de doctor en Geología

Patricia Jiménez García

Facultad de Ciencias Geológicas-Universidad Complutense de Madrid

Directoras

Dr. Yolanda Sánchez Moya

Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas,

Universidad Complutense de Madrid.

Dr. Araceli Muñoz Recio

Tragsa para la Secretaría General de Pesca

Agradecimientos

when the storms
of life come ...
adjust your sails.



Agradecimientos

Y después de todo, el final ha llegado. Creí que si duraba un poco más, no me quedarían fuerzas para seguir, pero todos habéis sido un talismán para mí y sin vosotros, esto no hubiera sido posible, vaya, una verdad como un templo.

En primer lugar, gracias Yolanda y Araceli por guiarme por este mar tan bravo que han sido estos cuatro años, en los que a veces uno pierde el rumbo. Gracias Yolanda, por los fines de semana intensos en los que me has acogido, y a Alfonso por sus sabios consejos.

Muchísimas gracias José Luis López Abellán, jefe del Proyecto RAPSUR, y a todo tu equipo. En vosotros encontré una familia desde que hicimos la primera campaña en Walvis Ridge, y sentí todo vuestro cariño en uno de los momentos más triste de mi vida. A ti Carmiña, que tantísimo me has ayudado, tanto en lo personal como en lo profesional, sin el soporte que me has brindado esto no sería posible. A Pedro Vélez, por ayudarme con mis dudas en la parte de oceanografía. A mi Chanito, que siempre ha estado a mi lado, ayudándome en cualquier cosa que he necesitado, dándome todo su apoyo, ánimo y cariño, mil gracias de todo corazón. Y a todas aquellas personas que han compartido conmigo tantos momentos en las campañas oceanográficas, científicos y tripulación. Miquel muchas gracias a ti y a toda tu tripulación, que realizó y realiza un trabajo maravilloso, con la máxima profesionalidad y siempre con una sonrisa.

A mi empresa (Tragsatec) y a mis jefes, Javier, Maxi y Laura, por toda la comprensión que habéis mostrado en todo el proceso, sin la ayuda del PIF no hubiera podido acabar la tesis. Gracias Natividad, por el soporte y la ayuda a la hora de solicitar el PIF, cuantas llamadas y correos, gracias a todo tu equipo. Y a la Secretaría General de Pesca, por cederme los datos. César León, gracias por toda tu ayuda y aguantar mis interrogatorios de ArcGis. Cesicar, igualmente por la parte que te toca de caris, muchas gracias por eso y por más. Elena, mi compi, por todo tu apoyo, amistad y ayuda en cuanto he necesitado. Y a todos mis compis del barco y la ofi, por su apoyo y comprensión.

Gracias a Laurita, Belén y a todos aquellos que desde la universidad me habéis ayudado y me habéis acogido, compartiendo los ratos de comida y las charlas que me sacaban del tema tesis. Olga, del IEO, mil gracias por tu ayuda en un momento crítico con aquella fórmula.

Mama, papa, gracias por todo lo que me habéis dado, toda vuestra comprensión y amor. Siento haberme perdido tantos momentos a vuestro lado, mis embarques y mi tesis se han colado siempre en medio. No puedo estaros más agradecida, os quiero. Sis, menos mal que te tengo, no sé qué haría

sin ti y mis mochis chiquititas, que están esperando que su tía acabe la tesis para poder venir a dormir a casa. Familia, gracias por todos vuestros ánimos, sois uno de los pilares que me sustentan.

Como tú decías Patri, por aire, tierra o mar, así somos nosotras, siempre juntas aunque un océano entero nos separa. Miri, gracias por todos tus consejos y tu tiempo, a pesar de que ser mamá deja poco tiempo. Mi querida Alema, que decirte, siempre ahí dispuesta ayudarme en cualquier momento y a animarme cuando el barco se hunde. Mi Marita, cuanto apoyo y ayuda, cuantos momentos compartidos, que gran amiga. Vanesita, mi princess, gracias por la compañía, por los ánimos, y por los días de peli y mantita en el catre.

Y al amor de mi vida!!!! gracias a todos los astros por ponerte en mi camino, más bien en el mismo barco. Tú, que lo eres todo para mí, que tanto has sufrido esta tesis, con encierros prolongados y aburridos en casa, cuando el sol nos llama a salir. Te quiero por tantas cosas, pero sobre todo por ser tú, por ser la mejor persona que he conocido. Haces de mí una mejor persona cada día, y sobre todo, una persona más feliz. Siempre juntos, ese es nuestro lema!!! Te quiero bombón.

Y finalmente, a quién dedico esta tesis, a vosotros que ya no estáis aquí, a las que tanto quiero. Soy un pedazo de cada uno de vosotros. Abuelo, que tanto amor me has dado y tanto me has enseñado de la vida, todos los valores que has puesto en la persona que soy ahora. Tío Luis, cuantos momentos y charlas en la mesa camilla, siempre dispuesto a escucharme y a ayudarme. Mi geólogo, ojalá pudieras compartir conmigo este momento, siempre conmigo. Antoñico, cuantos mares surcados a tu vera, nunca olvidaré lo mucho que me has ayudado a superarme en mi vida, y nunca olvidaré el gran amigo que has sido y serás, porque sé que estás ahí, lo sé. No pasa un día sin que me acuerde de vosotros.

GRACIAS Y MIL GRACIAS A TODOS!!!

Resumen

El conocimiento científico de los océanos, su interacción con la atmósfera, la sostenibilidad de los recursos pesqueros y el medio ambiente marino son temas de investigación que progresivamente han adquirido una mayor relevancia al reconocerse la importancia de los océanos como proveedores de recursos naturales, su papel en el funcionamiento del sistema Tierra y su respuesta ante los procesos actuales de cambio global. La observación del océano aparece de forma prominente en los principales programas internacionales de investigación y gestión ambiental con la realización de campañas oceanográficas multidisciplinarias en todos los océanos.

Las zonas susceptibles de albergar ecosistemas marinos vulnerables han sido objeto de especial interés para el mundo de la investigación. De este modo surgió el proyecto Rap-Sur que se desarrolló en tres campañas oceanográficas, 2008-2010, en el sector central de la Dorsal de Walvis, o Banco de Valdivia, y donde se realizó un estudio multidisciplinar. Los datos de este proyecto han sido la base del presente trabajo. Los objetivos principales han sido la caracterización morfométrica y morfológica dentro del Banco de Valdivia y la determinación de las condiciones oceanográficas y de las masas de agua que han favorecido el modelado de la morfología del fondo marino en este sector.

Esta dorsal, de origen volcánico, se extiende desde el Margen Continental Namibio (ca. 18° S) hasta la Dorsal Medio Atlántica, en dirección NE-SW. Esta alineación. La DW constituye una de las principales unidades fisiográficas integradas dentro de la región del Atlántico Sur, que son: la Dorsal Mesoatlántica como límite occidental, las cuencas de Cape en el sector meridional y Angola en el sector septentrional separadas a su vez por la Dorsal de Walvis, y como límite oriental, el margen continental africano, donde se puede distinguir un margen no volcánico al N de la dorsal, y un margen volcánico al S de dicha dorsal. El complejo de la dorsal se extiende a lo largo de más de 3200 Km y el rango de profundidad varía desde los 500 m en la zona más somera hasta los 4500 m de profundidad que se alcanzan en la base de la dorsal. La génesis de la dorsal se debe a un proceso de *rift* sobre un *hotspot* cercano a la Dorsal Mesoatlántica, mientras se producía la separación de los continentes africano y sudamericano.

El objetivo del presente trabajo se centra en el estudio geológico é hidrográfico del sector central de la dorsal, a partir de los datos adquiridos durante las diferentes campañas oceanográficas. Los datos de batimetría de alta resolución fueron adquiridos mediante la Ecosonda Multihaz Em-300, obteniéndose una cobertura del 100% del fondo marino de las áreas cartografiadas. De gran importancia en la adquisición fue la utilización del Sistema de Navegación *Simrad Planning Station*, el posicionamiento se

realizó mediante un GPS Diferencial y el movimiento del barco fue controlado por el sistema *Seatex-Simrad Seapath 200*, que determina con gran exactitud el comportamiento instantáneo del buque. La prospección de datos sísmicos se obtuvo con la sonda paramétrica TOPAS PS 18, un sistema de alta resolución y baja penetración, que alcanza un registro de hasta 200 ms. La unidad de sincronía hizo posible la adquisición simultánea de datos de batimetría y sísmica. La corrección de la velocidad del sonido para la adquisición batimétrica se realizó mediante el sensor de velocidad de sonido SVPlus y la adquisición de datos hidrográficos con el *CTD SBE 25 Sealogger*. El procesamiento de los datos batimétricos lo he realizado con el programa Caris y el de los datos sísmicos se ha realizado a través del módulo de *replay* del programa TOPAS. Los datos oceanográficos han sido tratados con el programa *SBE Data Processing*®.

Del análisis de los modelos digitales obtenidos tras el procesamiento de los datos batimétricos se han identificado los siguientes elementos morfoestructurales y morfosedimentarios: estructuras volcánicas, cañones, *gullies*, canales, crestas, depresiones o surcos, escarpes, deslizamientos, superficies irregulares, laderas, áreas suaves, *drift*, terrazas, áreas intercanal-cañón y *drapes*. Estos elementos han sido clasificados en base al análisis de los datos de batimetría multihaz, los perfiles sísmicos y los datos de reflectividad.

El análisis de los perfiles sísmicos en el Banco de Valdivia ha permitido la identificación de 6 tipos de ecofacies distintas: *ecofacies de reflector singular*, *ecofacies estratificadas*, *ecofacies semi-transparentes*, *ecofacies transparentes*, *ecofacies hiperbólicas* y *ecofacies caóticas*. Del análisis de los distintos tipos de ecofacies encontradas, se han podido establecer hasta 24 subtipos.

Del estudio y análisis de las líneas sísmicas realizadas en el Sector Septentrional se han identificado un total 29 unidades. En el Sector Central se identifican 9 unidades sísmicas, mientras que en el Sector Meridional se establecen 6 unidades.

Por otra parte, se identificaron las principales masas de agua en el Banco de Valdivia, reconociéndose las Aguas Sub-Superficiales, la *South Atlantic Central Water*, la *Antarctic Intermediate Water* y la *North Atlantic Deep Water*. De los perfiles de densidad se deduce que las masas de agua más relevantes en el modelado de la dorsal son la *Antarctic Intermediate Water* y la *North Atlantic Intermediate Water*.

A partir de estos datos, se determinó la relación e interacción existente entre las corrientes marinas identificadas y el modelado del fondo marino, así como de los diferentes procesos que derivan de esta interacción y de los diferentes rasgos morfológicos que generan. La interacción de estas masas de agua con la compleja fisiografía de la dorsal, dan lugar a la formación de rasgos deposicionales y rasgos

erosivos. Como rasgos deposicionales se han reconocido *drifts* monticulares y elongados, *drifts* laminares y adosados, *drifts* asociados a canales, *drifts* asociados a un obstáculo y *drifts* controlados por fallas y/o basamento. Como rasgos erosivos encontramos *moat*, valles marginales, terrazas y *furrows*. Estos rasgos contorníticos constituyen el “Sistema Depositional Contornítico del Banco de Valdivia”.

Al realizar la correlación de todos los perfiles sísmicos se identifican 5 discordancias erosivas a nivel regional. Al carecer de sondeos en este segmento de la dorsal, para la interpretación de estos eventos erosivos y su edad aproximada, se ha utilizado la información existente de los sondeos en áreas próximas, los datos de eventos tectónicos acaecidos y de gran relevancia en la hidrografía, evolución y funcionamiento de la circulación termohalina, los datos de los principales eventos glaciares y los estudios de *proxís* a lo largo del Atlántico Sur. Del estudio integrado de todas las fuentes se concluye que estas discontinuidades podrían estar asociadas a eventos glaciares, donde los cambios del nivel del mar y la intensificación de las corrientes podrían haber dado lugar este tipo de discordancias erosivas. En función de esta correlación, el registro sedimentario en el Banco de Valdivia abarcaría materiales paleógenos, neógenos y cuaternarios.

Abstract

Scientific knowledge of the oceans, their interaction with the atmosphere, the sustainability of fishery resources and the marine environment are topics of research that have progressively become more relevant in recognition of the importance of the oceans as providers of natural resources, their role in the functioning of the Earth system and its response to the current processes of global change. Ocean observation appears prominently in major international research projects and environmental management programs with multidisciplinary oceanographic surveys across the oceans.

Areas of concern for vulnerable marine ecosystems have been of particular interest to the world of research. The Rap-Sur project was developed in three oceanographic cruises, 2008-2010, in Valdivia Bank (central sector of the Walvis Ridge), where a multidisciplinary study was carried out. The data provided of this project have been the basis of the present work. The main objectives have been the morphometric and morphological characterization within the Bank of Valdivia and the determination of the oceanographic conditions and of the water masses that have favored the modelling of the morphology of the seabed in this sector.

This ridge, of volcanic origin, extends from the Namib Continental Margin (about 18 ° S of latitude) to the Middle Atlantic Ridge, in a NE-SW direction. This alignment in the Walvis Ridge constitutes one of the main integrated physiographic units within the South Atlantic region, which are: the Mesoatlantic Ridge as the western boundary, the Cape basin in the southern sector and Angola basin in the northern sector, separated by the Walvis Ridge, and as the eastern boundary, the African continental margin, where a non-volcanic margin can be distinguished from the N of the dorsal, and a volcanic margin to the S of that dorsal. The Walvis Ridge extends in length over more than 3200 km and the range of depth varies from 500 m in the shallowest area to 4500 m deep that are reached at the base of the ridge. The origin of the ridge is due to a rifting process over a hotspot near the Mesoatlantic Ridge, while the separation of the African and South American continents took place.

The objective of the present work is focused in the geological and hydrographic study of the central sector of the Ridge, based on the data acquired during the different oceanographic campaigns. High resolution bathymetric data were acquired through the Echobeam Multi-beam E-300, obtaining a coverage of 100% of the seabed of the mapped areas. It was of great importance in the acquisition that the Simrad Planning Station Navigation System was used, the positioning was done using a Differential GPS and the movement of the boat was controlled by the Seatex-Simrad Seapath 200 system, which

determines with great accuracy the instantaneous behavior of the vessel. The seismic data survey was obtained with the parametric probe TOPAS PS 18, a system of high resolution and low penetration, which reaches a record of up to 200 ms. The synchronization unit made possible the simultaneous acquisition of bathymetry and seismic data. The sound velocity correction for the bathymetric acquisition was performed using the SVPlus sound velocity sensor and the acquisition of hydrographic data with the CTD SBE 25 Sealogger. The processing of the bathymetric data was done with the Caris program and the seismic data was performed through the replay module of the TOPAS program. The Oceanographic data have been processed with the SBE Data Processing program.

From the analysis of the digital models obtained after the processing of the bathymetric data the following morphostructural and morphosedimentary elements have been identified: volcanic structures, canyons, gullies, channels, crests, depressions or furrows, escarpments, landslides, irregular surfaces, slopes, soft areas, sediment drift, terraces, intercanal-canyon areas and sediment drapes. These elements have been classified based on the analysis of multibeam bathymetry data, seismic profiles and reflectivity data.

The analysis of the seismic profiles at the Bank of Valdivia, (central sector of the studied Walvis Ridge), has allowed the identification of 6 different types of Echo-facies: single reflector echo-facies, stratified ecofacies, semi-transparent ecofacies, transparent ecofacies, hyperbolic ecofacies and chaotic ecofacies. From the analysis of the different types of ecofacies found, up to 24 subtypes have been established.

A total of 26 units have been identified from the study and analysis of the seismic profiles in the Northern Sector. In the Central Sector 9 seismic units are identified, while in the Southern Sector 6 units are established.

On the other hand, the main water bodies were identified in the Valdivia Bank, recognizing: Sub-surface Waters, South Atlantic Central Water, Antarctic Intermediate Water and North Atlantic Deep Water. From the density profiles it can be deduced that the most relevant bodies of water in modelling the dorsal are Antarctic Intermediate Water and North Atlantic Intermediate Water.

From these data, the relationship and interaction between the identified marine currents and the seabed modelling, as well as the different processes that derive from this interaction and the different morphological feature they generate, were determined. The interaction of these bodies of water with the complex physiography of the dorsal gives rise to the formation of depositional and erosive features. As depositional features: mounded and elongated drifts, sheeted drifts and plastered drifts, channel related drifts, confined drifts, patch drifts, fault basement-controlled drift have been recognized. As

erosive features we find moat, marginal valleys, terraces and furrows. These contouritic features constitute the "Contourite Depositional System of the Valdivia Bank".

From the correlation of all the seismic profiles 5 erosive unconformities are identified at the regional level. Due to the lack of well data in this segment of the dorsal region, for the interpretation of these erosive events and their approximate age, the existing information of the drilled holes in nearby areas has been used, data of tectonic events occurring and of great relevance in hydrography, evolution and functioning of the thermohaline circulation, data of major glacial events and studies of proxies along the South Atlantic. From the integrated study of all sources it is concluded that these unconformities could be associated with glacial events, where changes in sea level and intensification of currents could have led to this type of erosive unconformities. Based on this correlation, the sedimentary record at the Valdivia Bank would include paleogene, neogene and quaternary materials.

Tabla de Contenido

Agradecimientos	i
Resumen	v
Abstract	ix
Índice de figuras y tablas.....	5
Acrónimos	12
Unidades	15

Capítulo I: Introducción **17**

1.1	Objetivos y problemas planteados	19
1.2	Área de estudio	20
1.3	Antecedentes	26
1.3.1	Estudios realizados en la Dorsal de Walvis	26
1.3.2	Revisión del modelo de evolución geológica	32
1.3.2.1	Marco geológico general.....	32
1.3.2.2	La Dorsal de Walvis en el contexto del Atlántico Sur	52
1.3.3	Marco Oceanográfico.....	55
1.3.3.1	Régimen general de vientos.....	56
1.3.3.2	Circulación general de las corrientes superficiales	57
1.3.3.3	Masas de agua.....	62

Capítulo II: Metodología **73**

2.1	Realización de campañas.....	75
2.1.1	Instrumentación.....	75
2.1.1.1	Sistema de Navegación y Posicionamiento	75
2.1.1.2	Ecosonda Multihaz Simrad EM 300	78
2.1.1.3	Sistema de Ecosonda Paramétrica Topas PS 18.....	79
2.1.1.4	Unidad de Sincronización Acústica	80
2.1.1.5	Sensor de Velocidad de Sonido SV Plus y SBE 25 CTD Sealogger.....	81
2.1.1.6	Dragas	82

2.1.2	Metodología de trabajo en campaña	84
2.1.2.1	Adquisición de datos batimétricos.....	86
2.1.2.2	Adquisición de datos sísmicos	88
2.1.2.3	Adquisición de los datos Oceanográficos.....	90
2.1.3	Metodología de trabajo en gabinete.....	93
2.1.3.1	Procesado de los datos batimétricos	93
2.1.3.2	Procesado de datos sísmicos.....	96
2.1.3.3	Procesado de los datos oceanográficos	97

Capítulo III: Resultados batimétricos

99

3.1	<i>Análisis de los datos de batimetría: caracterización morfométrica del Banco de Valdivia</i>	<i>101</i>
3.2	<i>Elementos morfoestructurales y morfosedimentarios.....</i>	<i>105</i>
3.2.1	Estructuras volcánicas	105
3.2.1.1	Montes submarinos	106
3.2.1.2	Conos volcánicos	125
3.2.2	Cañones.....	140
3.2.3	Gullies.....	151
3.2.4	Canales	155
3.2.5	Crestas.....	169
3.2.6	Depresiones.....	172
3.2.6.1	Surcos de tipo 1	174
3.2.6.2	Surcos de tipo 2	175
3.2.6.3	Surcos de tipo 3	177
3.2.6.4	Surcos de tipo 4	178
3.2.6.5	Surcos de tipo 5	180
3.2.6.6	Surcos de tipo 6	181
3.2.6.7	Surcos de tipo 7	183
3.2.7	Escarpes.....	184
3.2.8	Deslizamientos.....	186
3.2.9	Superficies irregulares.....	190
3.2.10	Laderas.....	194
3.2.11	Acumulación de sedimentos-Drift	197
3.2.12	Terrazas.....	203
3.2.13	Áreas intercanales.....	205
3.2.14	Áreas suaves.....	208
3.2.15	Drape.....	209

Capítulo IV: Análisis sísmico

211

4.1	<i>Descripción de las ecofacies</i>	215
4.1.1	Ecofacies de reflector singular o de tipo 1.....	217
4.1.2	Ecofacies estratificadas o de tipo 2.....	218
4.1.3	Ecofacies semitransparentes o de tipo 3.....	222
4.1.4	Ecofacies transparentes o de tipo 4.....	223
4.1.5	Ecofacies hiperbólicas o de tipo 5.....	224
4.1.6	Ecofacies caóticas o de tipo 6.....	226
4.2	<i>Identificación y análisis de las diferentes unidades</i>	228
4.2.1	Sector septentrional.....	229
4.2.1.1	Área somera del Sector Septentrional.....	230
4.2.1.2	Área de profundidad intermedia del Sector Septentrional.....	245
4.2.1.3	Área de transición en el Sector Septentrional.....	251
4.2.1.4	Área profunda del Sector Septentrional.....	253
4.2.2	Sector Central.....	257
4.2.3	Sector Meridional.....	272

Capítulo V: Resultados hidrográficos

285

5.1	<i>Análisis de los datos hidrográficos</i>	287
-----	--------------------------------------------------	-----

Capítulo VI: Discusión y conclusiones

299

6.1	<i>Génesis de los principales rasgos morfo-sedimentarios y morfo-estructurales</i>	302
6.1.1	Sistema Depositional Contornítico del segmento central de la Dorsal de Walvis.....	302
6.1.1.1	Drifts contorníticos.....	305
6.1.1.2	Rasgos erosivos.....	311
6.1.2	Sistema turbidíticos.....	313
6.1.3	Escarpes.....	313
6.1.4	Deslizamientos.....	314
6.1.5	Ascenso de gas somero y/o fluidos.....	317
6.1.5	Estructuras volcánicas.....	319
6.2	<i>Perfiles sísmicos y correlación de las diferentes unidades entre sectores</i>	321
6.2.1	Discordancias reconocidas a nivel regional en el Segmento Central de la Dorsal de Walvis.....	321
6.2.2	La sedimentación en la Dorsal del Walvis, el Cenozoico.....	325
6.2.2.1	El Paleógeno.....	325

6.2.2.2	El Neógeno	326
6.2.2.3	El Cuaternario.....	329
Bibliografía		331
Anexo I		359
Anexo II		369
Anexo III		377
Anexo IV		385

Índice de figuras y tablas

Figura 1.1. Localización del área de estudio	20
Figura 1.2. Detalle del área de estudio, englobada dentro del segmento central de la Dorsal de Walvis	22
Tabla 1.1. Número de líneas o estaciones prospectadas durante el proyecto RAPSUR	24
Figura 1.3. Área cartografiada durante el proyecto RAPSUR entre 2008 y 2010	25
Figura 1.4. Localización del área de actuación de la Expedición CIRCE y de los pozos prospectados	27
Figura 1.5. Mapa de localización de los trabajos realizados durante la campaña M49/1	29
Figura 1.6. Localización de los pozos prospectados durante el A) <i>Leg 208</i>	30
Figura 1.7. Mapa de la configuración del supercontinente Gondwana al final del Neoproterozoico.	32
Figura 1.8. Reconstrucción de la apertura del Océano Atlántico Sur en el Neocomiense	33
Figura 1.9. Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR). Interpretación del COBs	34
Figura 1.10. Reconstrucción paleogeográfica desde (a) el Jurásico inferior (180 Ma)	35
Figura 1.11. Mapa estructural simplificado de Sudamérica mostrando los <i>rifts</i> Cretácicos	37
Figura 1.12. Modelo cortical a lo largo del perfil sísmico 4	40
Figura 1.13. Perfil sísmico en el sector septentrional de la Dorsal de Walvis	40
Figura 1.14. Mapa tectonoestratigráfico de Namibia	41
Figura 1.15. Mapa topo-batimétrico (de GTOP 30) con las principales estructuras del Océano Atlántico Sur	43
Figura 1.16. Límites P/E (Paleoceno/Eoceno) y K/P (Cretácico/Paleógeno)	45
Figura 1.17. A) Muestra el análisis de las muestras de los pozos 1262B, 1262C, 1267A y 1267B del Leg 208	47
Figura 1.18. Fotos de los testigos prospectados durante el <i>Leg 208</i> , junto con el contenido en CaCO ₃	49
Figura 1.19. Esquema del intercambio entre varios reservorios en el ciclo geoquímico	50
Figura 1.20. Valor de carbonato $\delta^{13}\text{C}$ y susceptibilidad magnética a lo largo del evento ELMO	50
Figura 1.21. El EOGM abarca el intervalo de 33.2-33.6 Ma para todos pozos del Leg 208	52
Figura 1.22. Campo de anomalía de la gravedad de aire libre de la Dorsal de Walvis	54
Figura 1.23. Proceso de formación de la Dorsal de Walvis según la teoría de Elliot <i>et al.</i> (2009)	54
Figura 1.24. Tres modelos que podrían explicar la componente del EMI	55
Figura 1.25. Figura de los principales regímenes de vientos con la latitud	56
Figura 1.26. En la imagen de la izquierda se muestra un esquema de las principales corrientes	58
Figura 1.27. Mapa de las corrientes superficiales del Océano Atlántico	58
Figura 1.28. Ejemplo de upwelling frente a las costas de Angola y Namibia	61
Figura 1.29. A) Masas de agua del atlántico Sur; B) Histograma con el volumen de transporte	62
Figura 1.30. En las figuras de la izquierda se representa a gran escala la circulación de las masas de agua	64
Figura 1.31. Circulación Termohalina (CTH). Imagen tomada de https://h370corner.blospot.com	66
Figura 1.32. Esquema del recorrido de las principales masas de agua que influyen	68
Figura 1.33. Recorrido de la masa de agua <i>North Atlantic Deep Water</i> dentro del Atlántico	68
Figura 1.34. Proceso de formación de la masa de agua <i>Antarctic Bottom Water</i>	70

Figura 2.1. Buque Oceanográfico Vizconde de Eza, perteneciente a la Secretaria General de Pesca (SGP)	75
Figura 2.2. Esquema del posicionamiento en el barco de la antena GPS y del MRU	77
Tabla 2.1. Sistema de navegación en el B/O Vizconde de Eza. RMS: Root Mean Square	77
Tabla 2.2. Especificaciones técnicas de la Ecosonda Multihaz Simrad EM 300	78
Figura 2.3. Diagrama de las unidades del sistema y de las interfaces de la ecosonda multihaz EM 300	79
Tabla 2.3. Especificaciones técnicas del sistema de Ecosonda Paramétrica TOPAS PS 18.	80
Figura 2.4. Unidad de sincronía, con detalle del menú de pantalla	81
Figura 2.5. A) Sensor de velocidad de sonido SVPlus y B) CTD donde se muestra en detalle los sensores	82
Figura 2.6. Draga Shipeck a la izquierda y draga de roca a la derecha	83
Figura 2.7. Planificación de parte del segmento central de la Dorsal de Walvis	85
Tabla 2.4. Coberturas en función de la profundidad	85
Figura 2.8. Ejemplo de localización de estaciones de CTDs en parte del segmento central	86
Figura 2.9. Pantalla con el menú de adquisición de la estación de trabajo durante la prospección	87
Figura 2.10. Captura de pantalla del programa de adquisición TOPAS PS 18	89
Figura 2.11. Diferentes entornos del programa <i>SeaTerm</i> , mediante el cual se realiza la configuración	90
Figura 2.12. D) Proceso <i>Data Conversion</i> y E) <i>Filter</i> del programa <i>SBE Data Processing</i>	91
Figura. 2.13. F) Proceso Align CTD, G) Cell Thermal Mass, H) Window Filter, I) Loop Edit, J) Derive	92
Figura 2.14. Secuencia de procesado de los datos de batimetría	94
Figura 2.15. Imagen de pantalla del programa de procesado Caris	95
Figura 2.16. Flujo de procesado de datos geofísicos	96
Figura 2.17. Flujo de procesado de los datos oceanográficos	97
Figura 3.1. Modelo digital del terreno de la profundidad y de la pendiente	102
Figura 3.2. Modelo digital del terreno de la curvatura y de aspecto	103
Figura 3.3. Modelo digital del terreno de los datos de reflectividad y rugosidad	103
Figura 3.4. Modelo con la representación de los diferentes elementos morfoestructurales	104
Figura 3.5. Localización de las Estructuras Volcánicas a lo largo de los diferentes sectores	105
Figura 3.6. Mapa de localización de los diferentes sectores donde se localizan los montes submarinos	106
Figura 3.7. Modelos digitales de profundidad y pendiente del Monte Submarino de Valdivia Norte	107
Figura 3.8. Perfil topográfico del Monte Submarino de Valdivia Norte	109
Figura 3.9. Modelos digitales del terreno, para el Monte Submarino de Valdivia Centro	110
Figura 3.10. MDT de rugosidad y reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Centro (MVC)	111
Figura 3.11. Identificación de la línea basal del Monte Submarino de Valdivia Centro	112
Figura 3.12. Modelo digital de batimetría con la localización y representación de los perfiles topográficos	113
Figura 3.13. Complejo Volcánico de Valdivia Este donde se pueden identificar las provincias	114
Figura 3.14. Modelo digital del terreno con isobatas cada 20 m y de la pendiente	115
Figura 3.15. Modelos digitales de la rugosidad y de la reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Este	116
Figura 3.16. Identificación de la línea basal, las laderas y el techo del Monte Submarino de Valdivia Este	116
Figura 3.17. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color	117

Figura 3.18. Elementos morfoestructurales y morfosedimentarios identificados	119
Figura 3.19. Ubicación de los diferentes desniveles que se identifican en la parte septentrional	120
Figura 3.20. Modelo digital de la profundidad con isobatas cada 20 m y de la pendiente	121
Figura 3.21. Identificación de la línea basal, las laderas y el techo del Monte Submarino de Valdivia Oeste	121
Figura 3.22. Modelos digitales de rugosidad y reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Oeste	122
Figura 3.23. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color, mostrando los niveles	123
Figura 3.24. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color, mostrando la localización	124
Figura 3.25. Localización de los conos volcánicos a lo largo de la zona de estudio	125
Figura 3.26. Histograma de frecuencia de los parámetros morfológicos de: A, volumen	127
Figura 3.27. Histograma de frecuencia de los parámetros morfológicos	128
En Figura 3.28. Histograma de frecuencia de ratios e índices morfológicos	130
Figura 3.29. A, Direcciones de máxima elongación de la base de los conos volcánicos	132
Figura 3.30. A, Se muestra la relación existente entre el Índice de Irregularidad	133
Figura 3.31. Disposición de edificios simples y complejos	133
Figura 3.32. Resultado del Análisis de Grupo realizado para los 296 conos volcánicos	134
Tabla 3.1. Resumen de los valores medios generales (vmg)	135
Figura 3.33. Ejemplo de las morfologías que representan los distintos grupos	136
Figura 3.34. Localización de los diferentes grupos de conos volcánicos	137
Figura 3.35. Localización de los cañones a lo largo de los diferentes sectores	141
Figura 3.36. Modelos digitales del terreno donde se muestran los cañones A, B, C, D y E	142
Figura 3.37. Modelo digital de la pendiente con la localización los cañones A, B, C, D y E	143
Figura 3.38. Localización de los perfiles topográficos en los cañones	144
Figura 3.39. Modelos digitales del terreno donde se localizan los cañones F, G y H	145
Figura 3.40. Modelo digital de la pendiente de los cañones F, G Y H con las isobatas cada 20 m	146
Figura 3.41. Ubicación de los diferentes perfiles topográficos a lo largo del trazado de los cañones F, G y H	147
Figura 3.42. Modelos digitales de la pendiente de los cañones I y J con las isobatas cada 20 m	148
Figura 3.43. Ubicación de los perfiles topográficos realizados para los cañones I y J	149
Figura 3.44. Cañón k localizado en la Zona Oeste del Sector Meridional	150
Figura 3.45. Localización de los perfiles topográficos realizados en el cañón K	150
Figura 3.46. Localización de los <i>gullies</i> a lo largo de los diferentes sectores de la dorsal	151
Figura 3.47. Ubicación de los: A, <i>gullies</i> y B, de los diferentes perfiles topográficos	152
Figura 3.48. Ubicación de los <i>gullies</i> en el Sector Central y ejemplo de una sección vertical	153
Figura 3.49. Localización de los <i>gullies</i> a lo largo de las Zonas Este, Oeste y Sur del Sector Meridional	154
Figura 3.50. Ubicación de los diferentes perfiles topográficos de los <i>gullies</i>	155
Figura 3.51. A, Ubicación de canales (CN) y cañón (C)	156
Figura 3.52. Mapa con la ubicación de los canales a los largo de los diferentes Sectores	157
Figura 3.53. Ubicación de los canales en el Sector Septentrional y modelo digital de la pendiente	158

Figura 3.54. Localización de los perfiles topográficos (PT 1, PT 2 y PT 3) del canal CN 1	159
Figura 3.55. Ubicación de los principales canales del Sector Central CN 5, CN 6, CN 7, CN 8 y CN 9	160
Figura 3.56. División en tramos del complejo de canales	161
Figura 3.57. Localización de los diferentes perfiles topográficos realizados a lo largo del complejo de canales	163
Figura 3.58. A, MDT de iluminación con una exageración vertical de 6	164
Figura 3.59. Localización de los canales en el Sector Meridional-Zona este	165
Figura 3.60. Localización del perfil topográfico de los canales CN 11, 12 y 13	166
Figura 3.61. Localización de los perfiles topográficos PT 1 y PT 2 realizados a lo largo del canal CN 15	167
Figura 3.62. A, Ubicación del canal CN 18 localizado en el Sector Meridional-Zona Sur	168
Figura 3.63. Mapa de localización de las crestas	169
Figura 3.64. Ejemplos de crestas con sección vertical de carácter simétrico (A) y de perfil asimétrico (B)	170
Figura 3.65. Gráfico con la relación del número de crestas y la longitud de estas	170
Figura 3.66. Localización de los diferentes tipos de crestas identificadas dentro del Banco de Valdivia	171
Figura 3.67. Localización de las depresiones a lo largo del Banco de Valdivia	173
Figura 3.68. Ejemplo de depresiones de tipo 1, ilustrando las diferentes morfologías	175
Figura 3.69. Ejemplo de depresiones de tipo 2, ilustrando diferentes secciones transversales	176
Figura 3.70. Ejemplo de depresiones de tipo 3, ilustrando diferentes secciones transversales	178
Figura 3.71. Ejemplo de depresión tipo 4, donde se representa un perfil transversal	179
Figura 3.72. Ejemplos de surcos de tipo 3, acompañados de diferentes secciones transversales	180
Figura 3.73. Ejemplos de Surcos de Tipo 6. A, Surcos que se disponen en el interior	181
Figura 3.74. Perfiles topográficos ubicados en surcos de tipo 6	182
Figura 3.75. Ejemplo de depresiones de tipo 7	183
Figura 3.76. Sección vertical de dos surcos de tipo 7 con morfología asimétrica	184
Figura 3.77. Localización de escarpes a lo largo de los diferentes sectores	184
Figura 3.78. Localización de los perfiles topográficos A, B, C, D, E, F y G	185
Figura 3.79. Localización de las superficies irregulares a lo largo de los diferentes sectores	186
Figura 3.80. Deslizamientos más significativos del Banco de Valdivia	188
Figura 3.81. Localización de perfiles topográficos en el deslizamiento 728	189
Figura 3.82. Modelos digitales de la pendiente para los deslizamientos: A, 1814 y B, 968	190
Figura 3.83. Localización de las superficies irregulares a lo largo de los diferentes sectores	191
Figura 3.84. En la imagen de la izquierda se muestra un ejemplo de superficie irregular	192
Figura 3.85. En la imagen de la izquierda se muestra un perfil topográfico	192
Figura 3.86. Localización de la línea sísmica LS_63_2009 en el Sector Central	193
Figura 3.87. En la imagen de la izquierda se muestra un perfil topográfico	194
Figura 3.88. Localización de las Laderas a lo largo de los diferentes sectores	195
Figura 3.89. Ejemplo de laderas con alta pendiente y con pendiente mixta	196
Figura 3.90. Representación de la pendiente media para cada polígono	196
Figura 3.91. En la imagen superior se observa un perfil topográfico realizado en un área de laderas	197

Figura 3.92. Localización de las áreas de <i>drift</i> a lo largo de los diferentes sectores	198
Figura 3.93. Localización y representación de la línea sísmica LS 9 2010	199
Figura 3.94. Localización y representación de las líneas sísmicas LS 69 2009 y LS 70 2009	200
Figura 3.95. Perfil topográfico realizado sobre los dos <i>drifts</i> más grandes identificados en el Sector Central	200
Figura 3.96. Localización y representación de la línea sísmica LS 48 2009	201
Figura 3.97. Perfil topográfico realizado sobre el <i>drifts</i> de mayores dimensiones	202
Figura 3.98. Perfiles topográficos realizados sobre una estructura tipo <i>drift</i> dispuesto NW-SE	202
Figura 3.99. Localización de los <i>drifts</i> del Sector Meridional-Zona Sur	203
Figura 3.100. Localización de las Terrazas a lo largo de los diferentes sectores	204
Figura 3.101. A, se muestran algunas morfologías de terrazas localizadas en el Sector Septentrional	205
Figura 3.102. Localización de las diferentes áreas intercanal o intercañón.	206
Figura 3.103. Perfil topográfico ubicado en el sector central sobre un área intercañón	207
Figura 3.104. Perfiles topográficos (A1 y A2) ubicados en el Sector Meridional	207
Figura 3.105. Ubicación de las áreas sin evidencias de erosión	208
Figura 3.106. Localización de los <i>drape</i> a lo largo de la zona de estudio	209
Figura 3.107. Ejemplo de <i>drapes</i> en el Sector Septentrional (A) y en la Zona Este del Sector Meridional (B)	210
Figura 4.1. Localización de las líneas sísmicas prospectadas a lo largo del segmento central	213
Tabla 4.1. Descripción de las diferentes ecofacies identificadas en los perfiles sísmicos	215
Figura 4.2. Diferentes subtipos de ecofacies identificadas en el área de estudio	216
Figura 4.3. Ejemplos de las ecofacies de tipo 1A y 1B en la línea sísmica LS 50	217
Figura 4.4. Ejemplos de las ecofacies 2A y 3A en la línea sísmica LS 05	218
Figura 4.5. Ejemplos de las ecofacies 2B y 3B en la línea sísmica LS 67	219
Figura 4.6. Ejemplos de las ecofacies 2C y 5A en la línea sísmica LS 63	220
Figura 4.7. Ejemplo de la ecofacie 2D en la línea sísmica LS 71	220
Figura 4.8. Ejemplos de la ecofacies de tipo 2E y 3D en la línea sísmica LS 65	221
Figura 4.9. Ejemplo de la ecofacie de tipo 2F en la línea sísmica LS 12	221
Figura 4.10. Ejemplos de la ecofacies de tipo 3C y 4D en la línea sísmica LS 70	222
Figura 4.11. Ejemplos de la ecofacies de tipo 3E y 4B en la línea sísmica LS 74	223
Figura 4.12. Ejemplos de la ecofacies de tipo 4A y 4C en la línea sísmica LS 68	224
Figura 4.13. Ejemplo de la ecofacie de tipo 4E en la línea sísmica LS 72	225
Figura 4.14. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5B en la línea sísmica LS 11	225
Figura 4.15. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5C en la línea sísmica LS 66	226
Figura 4.16. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5D en la línea sísmica LS 62	227
Figura 4.17. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5D en la línea sísmica LS 62	227
Figura 4.18. A, Localización de las líneas sísmicas (LS) del Sector Septentrional	229
Figura 4.19. Línea sísmica LS 02, localizada en el Sector Septentrional	231
Figura 4.20. Línea sísmica LS 03, ubicada en el Sector Septentrional.	232

Figura 4.21. Línea sísmica LS 09, localizada en el Sector Septentrional	233
Figura 4.22. Línea sísmica LS 12, ubicada en el Sector Septentrional	236
Figura 4.23. Línea sísmica LS 11, localizada en el Sector Septentrional	237
Figura 4.24. Línea sísmica LS 05, ubicada en el Sector Septentrional	238
Figura 4.25. Línea sísmica LS 08, ubicada en el Sector Septentrional	241
Figura 4.26. Línea sísmica LS 01, ubicada en el Sector Septentrional	242
Figura 4.27. Línea sísmica LS 10, ubicada en el Sector Septentrional	247
Figura 4.28. Línea sísmica LS 06, ubicada en el Sector Septentrional, área profunda	254
Línea sísmica LS 04, ubicada en el Sector Septentrional, área profunda	255
Figura 4.30. A, Localización de las líneas sísmicas (LS) empleadas para la identificación	257
Figura 4.31. Línea sísmica LS 70, ubicada en el Sector Central	259
Figura 4.32. Línea sísmica LS 66, ubicada en el Sector Central	260
Figura 4.33. Línea sísmica LS 72, localizada en el Sector Central	261
Figura 4.34. Línea sísmica LS 68, ubicada en el Sector Central	262
Figura 4.35. Línea sísmica LS 69, ubicada en el Sector Central	263
Figura 4.36. Línea sísmica LS 65, ubicada en el Sector Central	265
Figura 4.37. Línea sísmica LS 71, ubicada en el Sector Central	268
Figura 4.38. Línea sísmica LS 63, ubicada en el Sector Central	269
Figura 4.39. Línea sísmica LS 74, ubicada en el Sector Central	271
Figura 4.40. Línea sísmica LS 62, ubicada en el Sector Central	273
Figura 4.41. Línea sísmica LS 64, ubicada en el Sector Central	274
Figura 4.42. Línea sísmica LS 73, ubicada en el Sector Central	275
Figura 4.44. Línea sísmica LS 49, ubicada en el Sector Meridional	279
Figura 4.45. Línea sísmica LS 50, ubicada en el Sector Meridional	280
Figura 4.46. Línea sísmica LS 48, ubicada en el Sector Meridional	281
Figura 5.1. Ubicación de los muestreos de CTDs a lo largo del Segmento central	288
Figura 5.2. Representación gráfica de la Profundidad vs. Temperatura, Profundidad vs. Salinidad	289
Figura 5.3. Representación de todos los diagramas T/S por zona y año	291
Figura 5.4. Representación en un diagrama T/S de las principales masas de agua	292
Figura 5.5. Localización de los perfiles de densidad a lo largo del Banco de Valdivia	293
Figura 5.6. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad	294
Figura 5.7. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad	295
Figura 5.8. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad	295
Figura 5.9. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad	296
Figura 5.10. Representación de las diferentes masas de agua que se identifican	297
Figura 5.11. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad	297
Figura 6.1. Distribución e interacción de las diferentes masas de agua con el Banco de Valdivia	304
Figura 6.2. Tipología de drifts contorníticos identificados en el Sistema Deposicional Contornítico	306

Figura 6.3. Tipología de los principales rasgos erosivos identificados en el Sistema Depositional	307
Figura 6.4. <i>Drifts</i> adosados donde se han desarrollado ondas de sedimento	309
Figura 6.5. <i>Drift</i> de tipo parche que se ha desarrollado adosado a las laderas del gran cañón	310
Figura 6.6. <i>Drift</i> de tipo parche que se ha desarrollado adosado a las laderas del gran cañón	311
Figura 6.7. <i>Moats</i> identificados en el sector Central (izquierda) y en el Sector Septentrional (derecha)	312
Figura 6.8. Distribución de los principales lineamientos a lo largo del Sector Central.	314
Figura 6.9. En las imágenes A y B se identifica una morfología en cresta	315
Figura 6.10. En la figura de la izquierda en torno al <i>drift</i> contonítico	316
Figura 6.11. Clasificación de las diferentes morfologías que evidencian la presencia de gas	317
Figura 6.12. Reconstrucción esquemática del Sector Central de la Dorsal de Walvis.	320
Tabla 1. Relación de las principales discordancias (1D, 2D, 3D, 4D Y 5D)	321
Figura 6.13. Relación de las discordancias localizadas a nivel regional (1D, 2D, 3D, 4D y 5D)	322
Figura 6.14. Esquema con los principales hiatos identificados por Keller y Barron (1983)	323
Figura AI.1. Módulo Swath Editor en modo 3D	364
Figura AI.2. Módulo Subset Editor en modo 3D	365
Figura AI.3. Módulo Subset Editor en modo 3D	365
Figura AI.4. En estas imágenes se pueden observar los datos brutos.	366
Figura AI.5. Modelo digital de terreno generado en ArcGis a través de la superficie base de Caris	367
Figura AIII.1. Diagrama resumen de la obtención de los diferentes modelos digitales del terreno (MDT)	379
Figura AIII.2. Delimitación de la línea basal mediante el estudio de los MDTs de pendiente	380
Tabla AIII.1. Ejemplo de la extracción de los parámetros procedentes del MDT de profundidad	381
Figura AIII.4. Elaboración de gráficas de frecuencia y de correlación	383

Acrónimos

AABW	Antarctic Bottom Water
AAIW	Antarctic Intermediate Water
ACC	Corrientes Circumpolar Antártica
AFFZ	Agulhas-Falkland Fracture Zone
AIR	Anomalías Isostáticas Residuales
AMS	Applied MicroSystems
AP	Agulhas Plateau
AVC	Automatic Volumen Control
AWI	Alfred Wegener Institute, Germany
B	Bouvet
BCE	Benguela Current Extension
BEE	Evento de Extinción de foraminíferos Bentónicos
BEST	Benguela Sources and Transport
BzC	Brazil Current
CA	Cuenca de Angola
CB	Corriente de Benguela pag 49
CC	Cuencas de Cape
CCD	Calcite Compensation Depth
CDW	Circumpolar Deep Water
CFB	Continental Floods Basalts
CIE	Carbon Isotope Excursion
COB	Continental-Ocean Boundary
CTD	Conductivity Temperature and Depth
CTH	Circulación Profunda o Circulación Termohalina
CW	Central Water
D	Diámetro
DFG	German Research Foundation
DM	Dorsal Mesoatlántica
DSDP	Deep Sea Drilling Project
DW	Dorsal Walvis
DWBC	Deep Western Boundary Current
DWD	Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Seeschifffahrt, Hamburg, Germany
E	Este
ECDIS	Electronic Chart Display and Information System
EECO	Early Eocene Climatic Optimum
ELMO	Eocene Layer of Mysterious Origin
EMI	Manto Enriquecido I
EMVs	Ecosistemas Marinos Vulnerables
ENSO	El Niño South Oscillation
EOGM	Early Oligocene Glacial Maximum
ETM	Eocene Thermal Maximum
EWM	Ellesworth–Whitmore Mountains

FAA	Frente de Apantallamiento Acústico
FAR	Farallon
FB	Filchner block
FC	Falkland Current
FFZ	Florianópolis Fracture Zone
FI	Falkland Islands
FP	Falkland Plateau
GEBCO	The General Bathymetric Chart of the Oceans
GeoB	Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Germany
GFS	Gastre Fault Systems
GFS-AFFZ	Gastre Faults - Agulhas Falkland Fracture Zone
GPSD	GPS Diferencial
GR	Georgia Rise
H	Altura máxima
le	Índice de Elipsicidad
IEO	Instituto Español de Oceanografía
li	Índice de Irregularidad
It	Índice de Truncación
K/P	Cretácico Paleógeno
LCB	Lower Crustal Body
LCDW	Lower Circumpolar Deep Water
LIPs	Large Igneus Provinces
LSW	Labrador Sea Water
Ma	Millones de años
MCA	Margen Continental Africano
mcd	megacandela
MCN	Margen Continental Namibio
MCS	Sísmica Multicanal
MEB	Maurice Ewing Basin
MOR	Dorsal Medio Oceánica
MR	Maud Rise
MRU	Sensor inercial
MZR	Mozambique Ridge
N	Norte
NADW	North Atlantic Deep Water
NatMIRC	National Marine Information and Research Centre, Swakopmund, Namibia
NBUC	North Brazil Undercurrent
OC	Oceanic Crust
ODP	Ocean Drilling Program
OSU	Universidad del Estado de Oregón
P	Paraná
P/E	Paleoceno Eoceno
PA	Placa Africana
PECFB	Paraná-Etendeka Continental Floods Basalts
PEFZ	Parana-Etendeka Fracture Zones

PETM	Paleocene Eocene Thermal Maximum
PHX	Phoenix
RA	Retroflexion Agulhas
RFZ	Romanche Fracture Zone
S	Sur
SA	Sur América
SAC	South Atlantic Current
SACW	Subantarctic Central Water
SAHPS	South Atlantic High Pressure System
SAMPLE	South Atlantic Margin Processes y Links with Onshore Evolution
SAMW	Subantarctic Mode Water
SC	Cuencas Salinas
SCLM	Manto Litosférico Sub-Continental
SDC-BV	Sistema Depositional Contornítico del Banco de Valdivia
SDR	Seaward Dipping Reflectors
SEC	South Equatorial Current
SF	Subantarctic Front
SGP	Secretaria General de Pesca
SIG	Sistema de Información Geográfica
SMW	Subtropical Mode Water
SPS	Simrad Planning Station
SSF	Subtropical-Subequatorial Front
SST	Sea Surface Temperature
Sv	Sverdrup
SV	Valor de Sigma
SVP	Perfiles de Velocidad de Sonido
T	Tristán
TB	Top Basalt
TVG	Ganancia Variable con el Tiempo
UC	University of Cardiff, UK
UCSC	University of Santa Cruz, Earth Sciences Department, University of California, USA
UCT	University of Cape Town, South Africa
VFZ	Vema Fracture Zone
VPDB	Vienna PeeDee Belemnite
W	Oeste

Unidades

cm s⁻¹	Centímetro por segundo
db	Decibáres
km	Kilómetros
Km²	Kilómetros cuadrados
m	Metros
Ma	Millones de años
mcd	Megacandela: unidad del Sistema Internacional para medir la intensidad lumínica
ml/l	Mililitro por litro.
SV	Sverdrup (1 Sv = 10 ⁶ m ³ /s)
PSU	Unidad para la salinidad
°C	Grados centígrados

Capítulo I: Introducción

1.1 Objetivos y problemas planteados

El presente proyecto de tesis tiene como objetivo principal el estudio y caracterización morfológica del Banco de Valdivia integrado dentro del complejo de la Dorsal de Walvis (Atlántico Suroriental). A su vez, el proyecto cuenta con objetivos más específicos que se resumen a continuación:

Fase I: datos

- Revisión bibliográfica.
- Adquisición de datos mediante la realización de campañas oceanográficas.

Fase II: procesado de los datos

- Procesado de los datos obtenidos en dichas campañas.
- Generación de los diferentes Modelos Digitales del Terreno temáticos.

Fase III: análisis de los datos

- Identificación y caracterización de las principales unidades fisiográficas presentes en la zona de estudio.
- Caracterización morfométrica y morfológica de los montes submarinos de Ewing y los integrados dentro del Banco de Valdivia, englobados en la Dorsal de Walvis y sus alrededores. Este estudio se realizará en base a los datos batimétricos y de reflectividad de la superficie del fondo marino obtenidos mediante la ecosonda multihaz EM-300.
- Estudio, análisis e interpretación de los perfiles sísmicos de alta resolución adquiridos mediante la sonda paramétrica Topas PS 018.
- Determinación de las diferentes ecofacies presentes en el registro.
- Establecimiento de las principales unidades sísmicas.
- Determinación de las condiciones oceanográficas y de las masas de agua que han favorecido el modelado de la morfología del fondo marino en la Dorsal de Walvis y que han contribuido al transporte de los sedimentos.

Fase IV: interpretación de los datos

- Evaluación de los principales rasgos estructurales, determinando los efectos de la tectónica en la morfología, arquitectura y distribución sedimentaria.
- Establecimiento de la génesis de los diferentes elementos morfológicos en relación con los factores de control: gravitacional, sedimentario, tectónico y oceanográfico.

1.2 Área de estudio

La Dorsal de Walvis (DW) es una alineación de origen volcánico de dirección NE-SW localizada en el Atlántico sudoriental. Esta dorsal asísmica (Detrick y Watts, 1979) se extiende desde el Margen Continental Namibio (aproximadamente desde los 18° S) hasta la Dorsal Medio Atlántica o Mesoatlántica (Fig. 1.1).

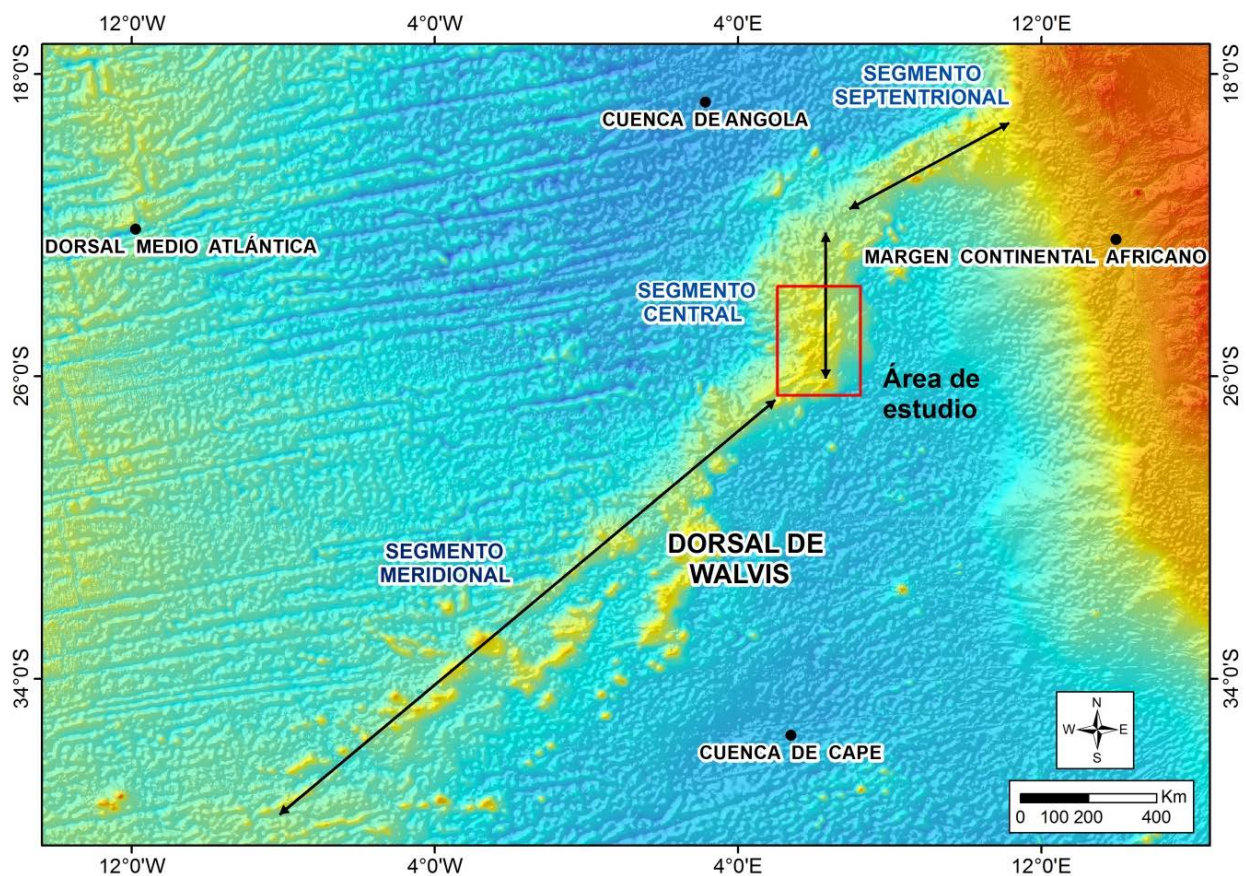


Figura 1.1. Localización del área de estudio, con la división en segmentos de la estructura de la Dorsal de Walvis. El área incluida en el rectángulo fue la prospectada durante el Proyecto RAPSUR.

La DW constituye una de las principales unidades fisiográficas integradas dentro de la región del Atlántico Sur, que son: la Dorsal Mesoatlántica como límite occidental, las cuencas de Cape (CC) en el sector meridional y Angola (CA) en el sector septentrional separadas a su vez por la Dorsal de Walvis (DW), y como límite oriental, el Margen Continental Africano (MCA), donde se puede distinguir un margen no volcánico al N de la dorsal, y un margen volcánico al S de dicha dorsal.

El complejo de la dorsal se extiende a lo largo de más de 3200 Km y el rango de profundidad varía desde los 500 m en la zona más somera hasta los 4500 m de profundidad que se alcanzan en la base de la dorsal.

Aunque la disposición general de la DW es NE-SW, esta puede ser dividida en tres segmentos en función de la dirección estructural de cada tramo (Fig. 1.1):

Segmento septentrional

El tramo discurre NE-SW desde el Margen Continental Namibio (MCN) en la latitud 18°00.00 S hasta la latitud 22°05.00'S.

Segmento central

Este tramo que se dispone N-S se extiende desde la latitud 22°05.00'S hasta la latitud 26°23.00'S.

Segmento meridional

El tramo de dirección NE-SW se localiza desde la latitud 26°23.00 S hasta la Dorsal Mesoatlántica localizada aproximadamente en la latitud 37°55.00'S. Este tramo está constituido por montes submarinos de diferentes tamaños.

Esta tesis se centra en el estudio del segmento central de la dorsal y su límite con el segmento meridional (Fig. 1.2). Este segmento central fue llamado Banco de Valdivia (www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/) en honor al nombre del barco "Valdivia" con el que se hizo el hallazgo de dicho banco, durante una expedición biológica llevada a cabo por Alemania, que tuvo lugar entre el 31 de julio de 1898 y el 1 de mayo 1899 (<https://de.wikipedia.org/wiki/Valdivia-Expedition>).

El área de estudio tiene una dirección predominante N-S y se localiza dentro de las coordenadas: 006°34.2085 E - 24°25.1273 S (sup.izda), 006°12.6479 E - 24°24.5937 S (sup.decha), 006°35.9566 E -

26°24.1967 S (inf. decha) y 005°13.2106 E - 26°14.7446 S (inf. izda). El segmento central de la dorsal, cuya base se localiza en torno a la isobata de 4000 m, comprende un área de 14870 km². Este segmento está integrado por varios montes submarinos o *guyots*, que tienen sus cimas entre los 500 m y los 1000 m de profundidad.

La génesis de la dorsal se debe a un proceso de *rift* sobre un *hotspot* (O'Connor y Duncan, 1990) cercano a la Dorsal Mesoatlántica, mientras se producía la separación de los continentes africano y sudamericano.

Las anomalías magnéticas presentes indican que en el Océano Atlántico Sur, el inicio del *rifting*, produjo la separación de los continentes africano y sudamericano en el Cretácico inferior, probablemente en el Valanginiense (Larson y Ladd, 1973). Según estudios paleontológicos (Reyment, 1969) el proceso de *rift* se completó durante el Aptiense. La separación final entre ambos continentes se alcanzó durante el Turoniense inferior.

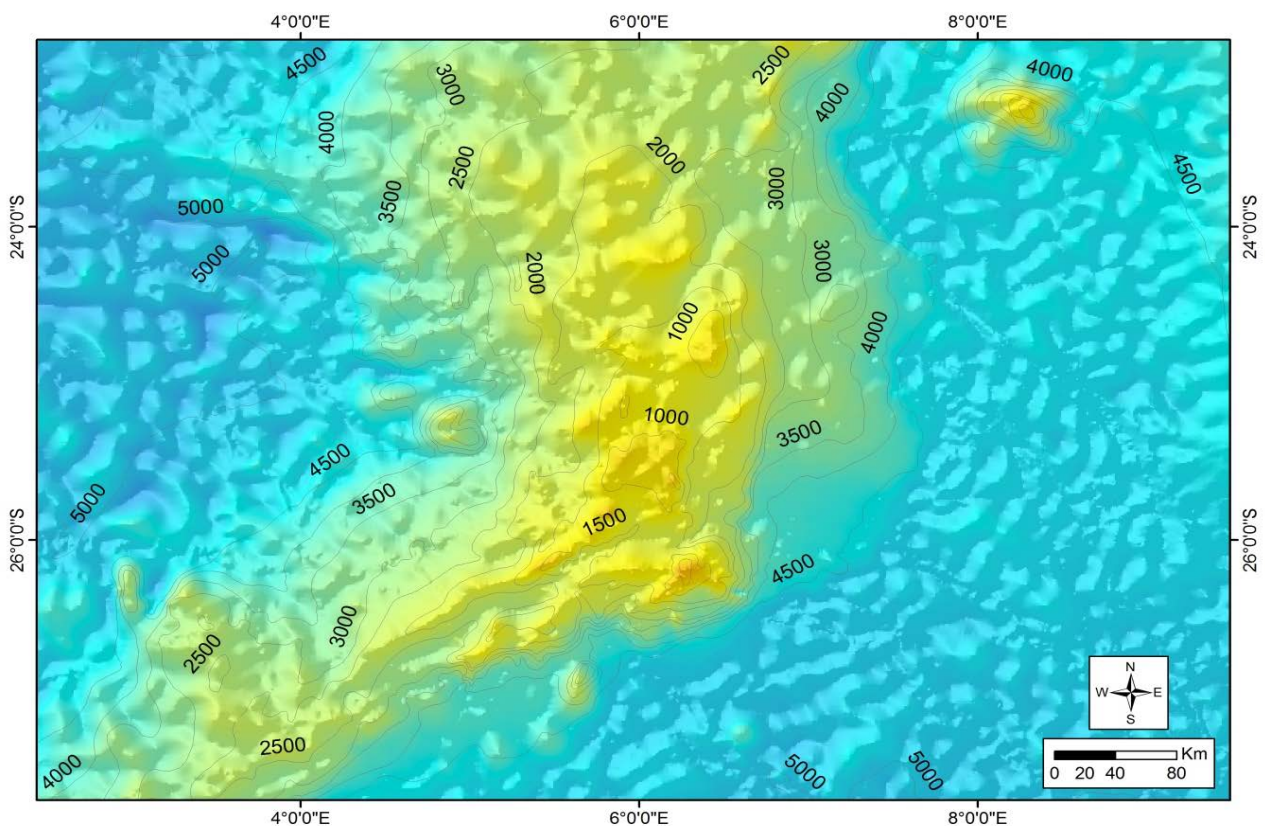


Figura 1.2. Detalle del área de estudio, englobada dentro del segmento central de la Dorsal de Walvis, con las isobatas del Gebco cada 500 metros.

Dentro de la dorsal, se localiza un basamento acústico relativamente suave, constituido por *pillow* lavas (basaltos) y flujos masivos, alternando con sedimentos calcáreos (Richardson *et al.*, 1982). En la petrología de los materiales del basamento que constituye la dorsal se observa una variación en la química de los basaltos, desde basaltos toleíticos cuarcíticos en la cresta, a basaltos toleíticos olivínicos en las laderas. La sección sedimentaria está compuesta por oozos y chalk con material volcanogénico. La fracción no carbonatada está integrada por arcillas con un bajo o inexistente porcentaje de ópalo biogénico. El aporte de material volcanogénico es común en los sedimentos del Maestrichtiense y Paleoceno inferior, y probablemente procede del desmantelamiento de la propia dorsal.

El Proyecto RAPSUR

El proyecto mediante el cual fue posible la adquisición de los datos utilizados en la elaboración de esta tesis doctoral, se denomina RAPSUR. Este proyecto surgió como respuesta a una petición de Naciones Unidas, que instaba al estudio de aquellas áreas pesqueras que pudieran albergar Ecosistemas Marinos Vulnerables (EMVs), tales como corales de agua fría y esponjas, con el objeto de tomar medidas de protección de estos ecosistemas.

Para la realización de los propósitos previstos en el proyecto, se diseñaron tres campañas oceanográficas a bordo del B/O Vizconde de Eza (perteneciente a la Secretaría General del Pesca, SGP), con el fin de realizar un estudio multidisciplinar del Segmento Central de la Dorsal de Walvis y en el Monte submarino de Ewing (localizado al E del sector central) (Fig. 1.1), incluida en el área de regulación de SEAFO (Organización de Pesca del Atlántico Suroriental).

Este proyecto fue posible gracias a la colaboración de diversas instituciones nacionales como el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y la Secretaría General de Pesca (SGP), e instituciones internacionales como el National Marine Information and Research Centre (NatMIRC) de Swakopmund, Namibia. RAPSUR estuvo dirigido por José Luis López Abellán, perteneciente al centro costero de Canarias del Instituto Español de Oceanografía.

Los objetivos generales del proyecto fueron:

- Identificar la presencia y distribución de organismos que constituyen EMVs (tales como corales de aguas profundas y esponjas).
- Descripción de los ecosistemas profundos identificados.

- Cartografía de la distribución de EMVs y de las principales características geomorfológicas del área de estudio (cañones, montes submarinos y escarpes).
- Creación y seguimiento de un SIG de toda la información recopilada durante el proyecto.

Con este fin se realizaron una serie de trabajos entre los que destacan:

- Adquisición de datos batimétricos.
- Prospección sísmica.
- Realización de dragas de sedimento y de roca.
- Toma de muestras de sedimentos mediante colectores.
- Estaciones de CTD.
- Realización de Perfiles de Velocidad de Sonido (SVP).
- Arrastres de pesca.

En la fase previa a la realización de cada una de las 3 campañas del proyecto RAPSUR se realizó una cuidadosa planificación de las labores de prospección para poder optimizar adecuadamente el tiempo a bordo del B/O Vizconde de Eza con el fin de poder adquirir el mayor volumen de datos con la mejor calidad (Tabla 1.1).

Trabajos realizados \ Año	2008	2009	2010
Batimetría	212	-	59
*SVP	2	-	1
Sísmica	-	74	16
Colectores de sedimento	19	-	-
Dragas de sedimento	-	17	-
Dragas de roca	-	8	11
**CTD	50	39	47

Tabla 1.1. Número de líneas o estaciones prospectadas durante el proyecto RAPSUR. *SVP, Sound Velocity Profile (Perfiles de Velocidad de Sonido); **CTD, Conductivity-Temperature-Depth (Medida de la Conductividad-Temperatura-Profundidad).

Durante la **campaña de 2008** (Tabla 1.1, Fig. 1.3) se realizaron un total de 212 líneas de batimetría con un área cartografiada de 10285 km², 2 perfiles de velocidad de sonido, se obtuvieron 19 muestras de los

colectores instalados en el arte de pesca y un total de 50 estaciones de CTDs. Debido a problemas con la conexión del perfilador de velocidad de sonido, solo se obtuvieron 2 estaciones SVP con éxito. Las muestras de sedimento obtenidas durante esta campaña se realizaron durante las maniobras de arrastre de pesca, mediante un colector de sedimento que fue instalado en el arte de pesca.

En la **campaña de 2009** (Tabla 1.1, Fig. 1.3), se procedió a la prospección sísmica en aquellas zonas que habían sido cartografiadas durante la campaña de 2008. Se realizaron un total de 74 líneas sísmicas prospectando 1082 km. A lo largo de la campaña se llegaron a efectuar 17 dragas de sedimento y 8 dragas de roca. Respecto al estudio hidrográfico, se realizaron 39 estaciones de CTDs.

Como colofón del proyecto RAPSUR, se realizó la **campaña de 2010** (Tabla 1.1, Fig. 1.3), en la que se intentaron completar los objetivos del proyecto. Para ello se realizaron 59 líneas de prospección batimétrica englobando un total de 5538 km², 16 líneas sísmicas con las que se efectuaron 380 km, 1 perfil de velocidad de sonido, 11 dragas de roca y 47 estaciones de CTDs.

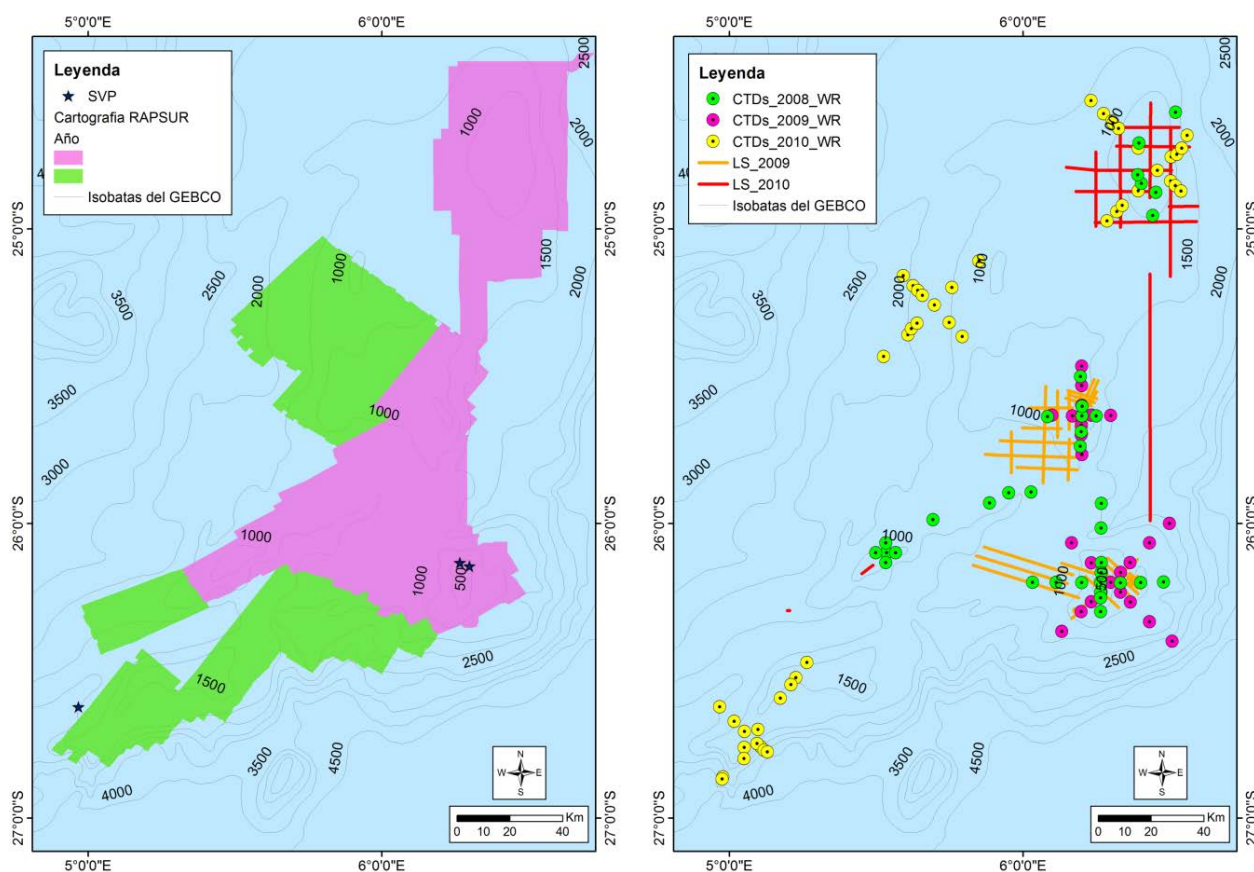


Figura 1.3. Área cartografiada durante el proyecto RAPSUR entre 2008 y 2010 (a la izquierda). Líneas sísmicas (LS) prospectadas, distribución de las estaciones de CTDs y Perfiles de Velocidad del Sonido (SVP) durante las campañas realizadas en 2008, 2009 2010 (a la derecha).

1.3 Antecedentes

En este apartado, se procederá a hacer una revisión bibliográfica de las campañas realizadas a lo largo de la Dorsal de Walvis, como de los datos geológicos y oceanográficos obtenidos en las mismas. Destacar que los programas de perforaciones *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) y *Ocean Drilling Program* (ODP) han sido los que más información han aportado sobre la Dorsal de Walvis.

1.3.1 Estudios realizados en la Dorsal de Walvis

Los primeros trabajos específicos del área de estudio se realizaron entre octubre y noviembre de 1968 por la Expedición CIRCE. Esta campaña oceanográfica se realizó con la colaboración de diferentes organismos internacionales (*Scripps Institution of Oceanography*, *Woods Hole Oceanographic Institution*, *British Petroleum*, *University of Edinburgh* y *University of Capetown*) y en ella se desarrolló el programa de prospección de pozos llamado **Leg VIII** (Fig. 1.4). Entre otros objetivos del programa se encontraba el estudio geológico y geoquímico del Margen Continental Namibio y de parte de la Dorsal de Walvis. Esta última fue estudiada mediante métodos geofísicos y geológicos con el fin de establecer una hipótesis sobre el origen de esta dorsal asísmica, que en un principio había sido considerada tanto como una cadena volcánica, como una zona de fractura antigua e incluso, como un límite de placa con una baja tasa de convergencia. Durante el **Leg VIII** se realizó el estudio sedimentológico y geoquímico de los sedimentos recientes y de la columna de agua dentro del margen continental en la periferia de Walvis Bay. Este estudio proporcionó información sobre la naturaleza y distribución de los sedimentos, y sobre la composición de la columna de agua y su circulación, determinando el posible contenido de elementos traza y metales pesados.

A finales de 1974 e inicios de 1975 se llevó a cabo el **Leg 40**, incluido dentro del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP). Se prospectaron un total de 6 pozos (360, 361, 362, 363, 364 y 365) entre los 1325 m y los 4549 m, a lo largo del margen continental de Sudáfrica, Namibia y Angola (Fig. 1.4). Uno de los principales objetivos del Leg 40 fue la calibración bioestratigráfica de los lineamientos magnéticos de la Cuenca de Cape, obtenidos por Mascle y Phillips, 1972; Larson y Ladd, 1973; Emery *et al.*, 1975.

En 1980 se llevaron a cabo diferentes campañas de prospección de pozos, los **Legs del 71 al 75**, dentro del programa “*International Phase Drilling Project*” pertenecientes al *Deep Sea Drilling Project*. El objetivo principal de estas prospecciones fue el estudio paleoambiental del Mesozoico Superior y Cenozoico dentro del Océano Atlántico Sur. Durante el desarrollo del **Leg 74**, se prospectaron cinco

pozos (525, 526, 527, 528 y 529) entre los 1052 m y los 4428 m, en el segmento meridional de la Dorsal de Walvis (Fig. 1.4). El estudio de la circulación de aguas profundas en el Atlántico suroriental, su evolución en el tiempo y la determinación de la edad e historia de la subsidencia de la Dorsal de Walvis fueron objetivos de esta campaña. El muestreo del basamento y el estudio de su carácter magnético, petrológico y sobre la composición química de las rocas aportaron valiosa información sobre su emplazamiento. Los datos fueron completados con el estudio de la estratigrafía, bioestratigrafía y magneto-estratigrafía de la dorsal. Durante el **Leg 75**, desarrollado entre julio y agosto de 1980, se prospectaron 3 pozos (530, 531 y 532) entre los 1267 m y los 4629 m (Fig. 1.4) localizados dentro del segmento N de la Dorsal de Walvis y el límite con la Cuenca de Angola.

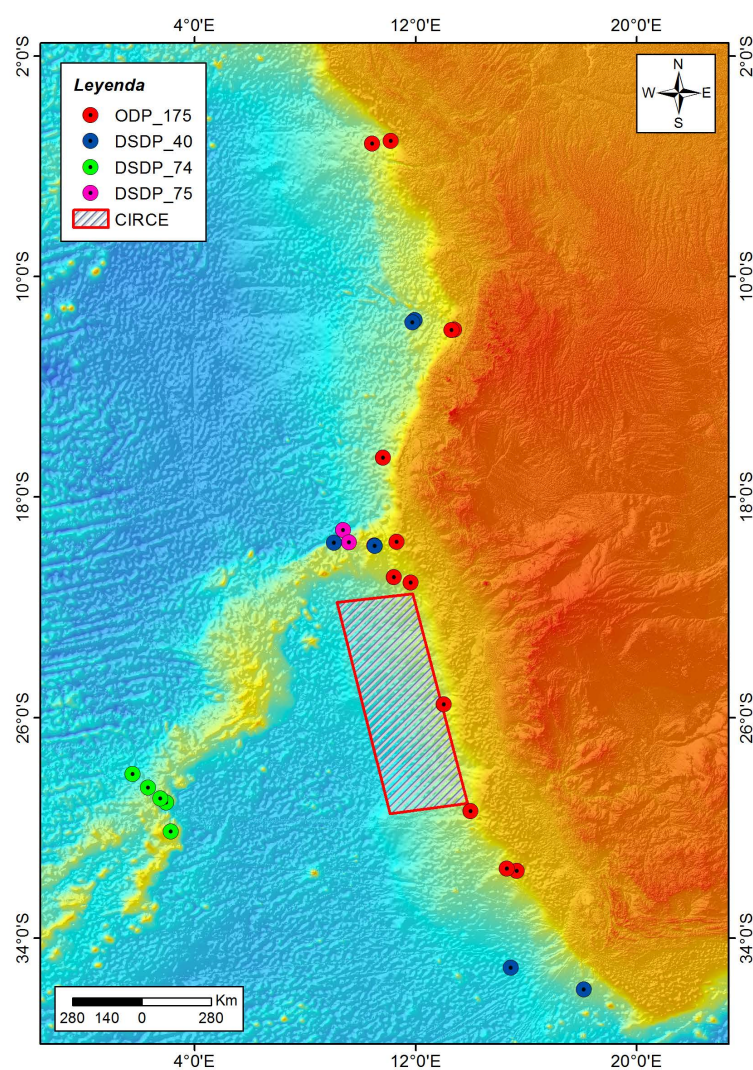


Figura 1.4. Localización del área de actuación de la Expedición CIRCE y de los pozos prospectados durante el **Leg 40** (360, 361, 362, 363, 364 y 365), el **Leg 74** (525, 526, 527, 528 y 529), el **Leg 75** (530, 351 y 532) y el **Leg 175** (1076, 1077, 1078, 1079, 1080, 1081, 1082, 1083, 1084, 1085, 1086 y 1087).

El principal objetivo del **Leg 75** fue aportar datos sobre la historia paleo-ambiental del Atlántico Sur y su evolución paleo-oceanográfica. En esta campaña de prospección se localizaron importantes niveles de pizarras negras que son atribuidas a depósitos anaeróbicos generados por eventos de anoxia durante el Cretácico Medio. Los resultados obtenidos de los pozos 362 y 532, perforados durante el *Leg 40* y *Leg 75* respectivamente, motivó la realización en 1997 del *Leg 175*, perteneciente también al *Ocean Drilling Program* (ODP). Para esta campaña se eligieron 12 ubicaciones (1076, 1077, 1078, 1079, 1080, 1081, 1082, 1083, 1084, 1085, 1086 y 1087) entre los 438 m y los 2777 m de profundidad (Fig. 1.4), a lo largo de la costa occidental de África.

El objetivo principal del **Leg 175** fue la reconstrucción de la Corriente de Benguela, junto con los regímenes de *upwelling* asociados existente entre los 5° y los 32°. Esta región tiene uno de los sistemas de *upwelling* más grandes del mundo. El sistema de Corriente Angola-Benguela junto con sus regiones de *upwelling* (“ABC-system”), está caracterizado por sedimentos orgánicos que contienen un registro excepcional de la historia de la productividad orgánica, permitiendo su interpretación de forma muy detallada. Las muestras obtenidas de los pozos 362 y 532 (Legs 40 y 75) sugerían, que en ambas localizaciones, se produjo una migración hacia el N del sistema de *upwelling* de la Corriente de Benguela durante los últimos 14 Ma. Debido a que la morfología del Atlántico Sur no ha sufrido modificaciones apreciables durante este tiempo, los cambios en el sistema de *upwelling* deben reflejar, a gran escala, los cambios en la circulación oceánica.

Entre junio de 1992 y noviembre de 1993 se desarrolló el proyecto **Benguela Sources and Transport, (BEST)** mediante el que se llevó a cabo el estudio de la Corriente de Benguela frente a la costa de Sudáfrica. Este proyecto fue liderado por la Universidad de Columbia (Lamont-Doherty Earth Observatory) y la Universidad del Estado de Oregón. Durante el proyecto BEST se realizaron 3 campañas oceanográficas y se empleó diversa instrumentación hidrográfica para la toma de datos. Las principales líneas de investigación del proyecto fueron: a) el estudio de las diferentes fuentes que constituyen la Corriente de Benguela y su transporte; b) la transferencia de la Corriente de Agulhas dentro del Atlántico y sus consecuencias en el Sistema de Benguela; c) determinar cómo es la interacción entre los *eddies* procedentes de la Corriente de Agulhas y la circulación general del Atlántico Sur.

Entre enero y febrero de 2001 se llevó a cabo la campaña de prospección geofísica **M49/1**, abordo del B/O Meteor, que comenzó en Cape Town (Sur África) y terminó en Montevideo (Uruguay) (Fig. 1.5). Esta campaña fue liderada por instituciones internacionales como las alemanas *Deutscher Wetterdienst-Geschäftsfeld Seeschifffahrt* (DWD) y *Fachbereich Geowissenschaften* en la Universidad de Bremen

(GeoB), la Universidad de Cardiff (UC) en Reino Unido y la Universidad de Santa Cruz (UCSC) en California, USA.

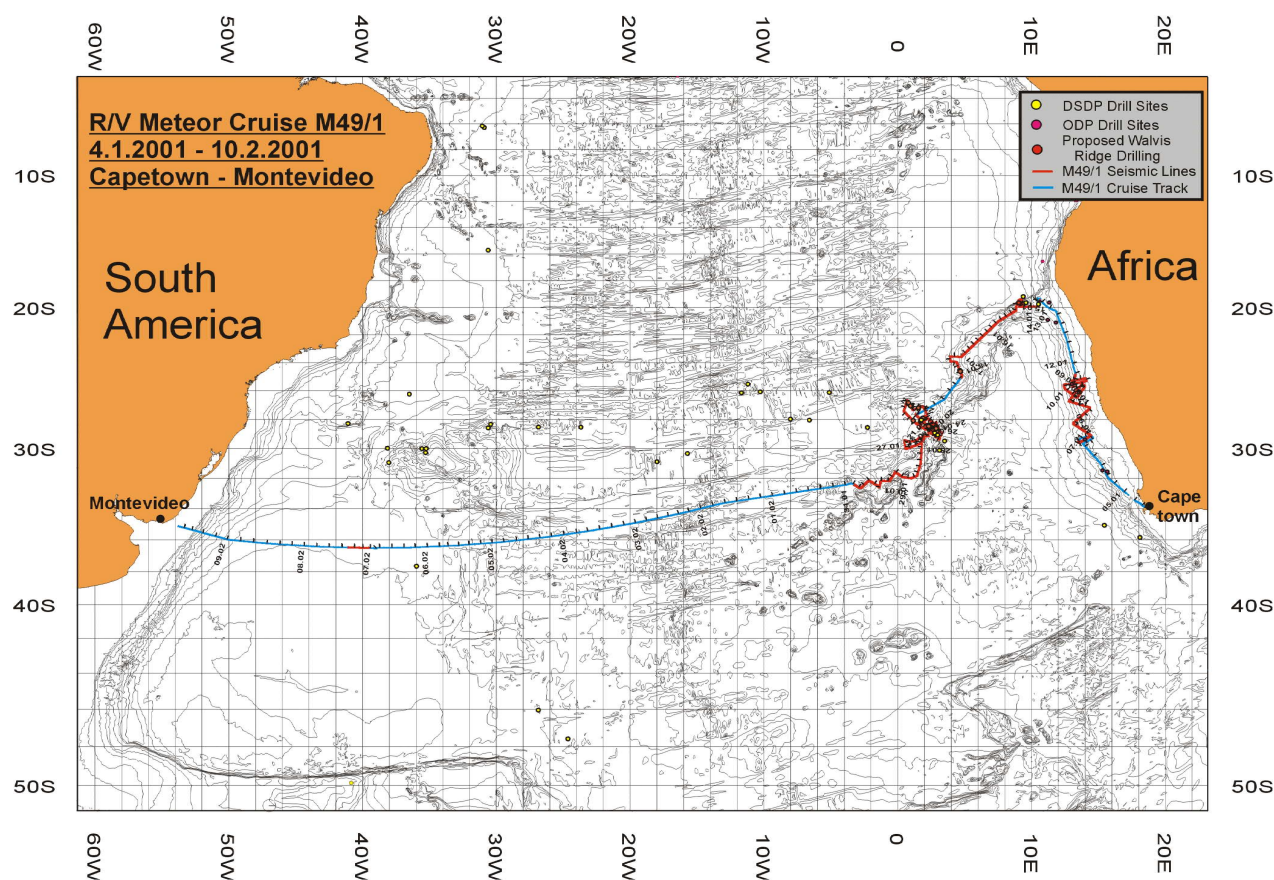


Figura 1.5. Mapa de localización de los trabajos realizados durante la campaña M49/1 a bordo del B/O Meteor. Tomada del *Short Cruise Report M49/1, 2001*.

Durante esta campaña se adquirieron datos de sismica multicanal en las estaciones de trabajo del Leg 74 y Leg 40, además de incluir la prospección de áreas localizadas entre éstas y el Margen Namibio. El objetivo de esta campaña fue definir posibles ubicaciones donde existiesen acumulaciones importantes de sedimentos de Paleógeno para futuras perforaciones. El interés de estas localizaciones se centró en la posibilidad de realizar estudios ciclo-estratigráficos de alta resolución sobre los eventos *Paleocene Eocene Thermal Maximum* (PETM), *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO) y *Earliest Oligocene Glacial Maximum* (EOGM).

Durante el **Leg 208** (ODP) llevado a cabo en el año 2004, se prospectaron 6 ubicaciones (1062, 1263, 1264, 1265, 1266 y 1267), entre los 2500 m y los 4770 m (Fig. 1.6), cuya localización se realizó en función de los datos de sismica multicanal adquiridos durante la campaña M49/1.

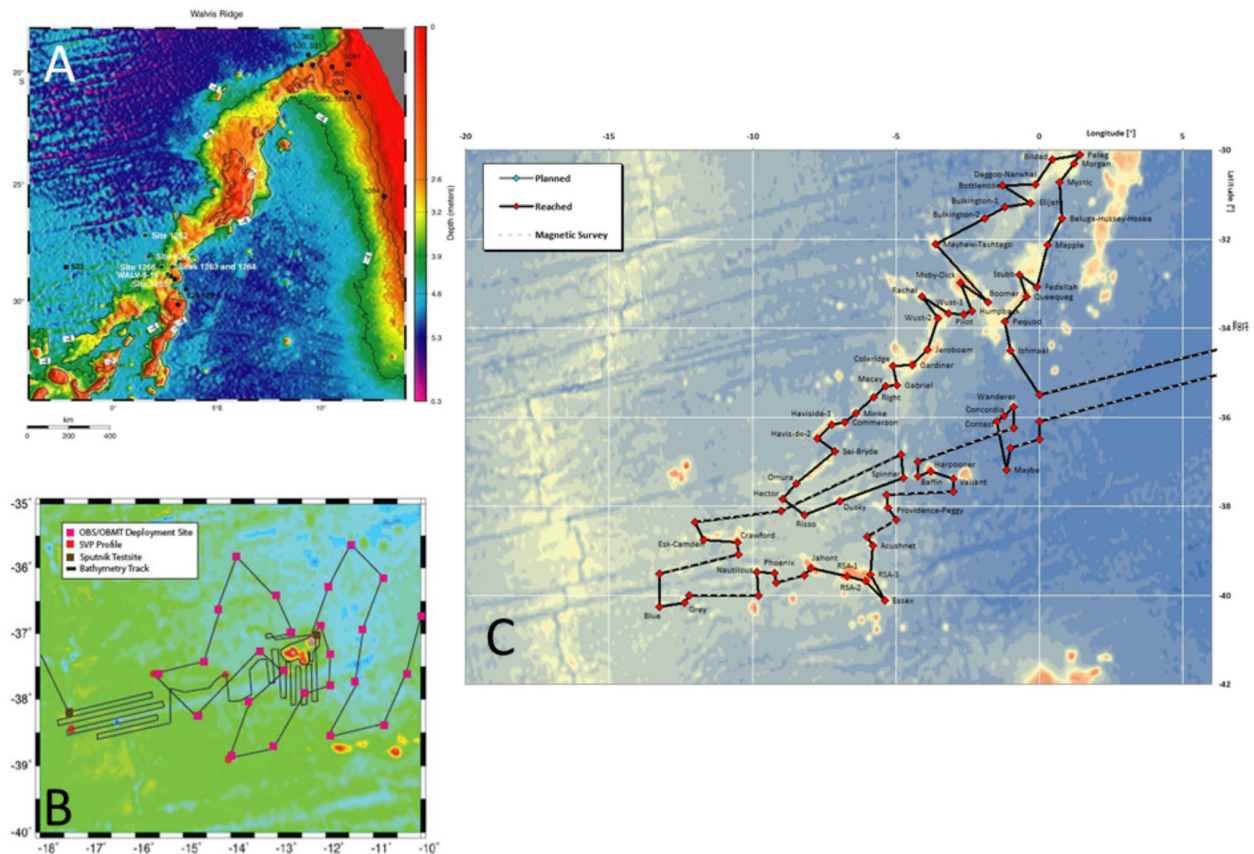


Figura 1.6. Localización de los pozos prospectados durante el A) **Leg 208** (1062, 1263, 1264, 1265, 1266 y 1267), B) Proyecto SAMPLE (SPP 1375) y C) Campaña MV 1203. Imágenes tomadas de Zachos *et al.*, 2004 (A), Marion Jegen-Kulcsar, 2012 (*Short Cruise Report*)(B) y <https://earthref.org/ERESE/projects/MV1203/map.htm> (C).

El principal objetivo del Leg 208 fue la adquisición de muestras de sedimento para caracterizar los cambios en la química, biota y circulación oceánica, producidos durante los extremos eventos climáticos PETM, EECO y EOGM.

Entre los años 2004 y 2008 el *Alfred Wegener Institute (AWI) de Alemania* y la *University of Cape Town (UCT)* de Sudáfrica, coordinaron un proyecto para el dragado de muestras en las principales cadenas de *hotspot* del Atlántico Sur, tales como Walvis, Discovery y Shona, determinando su edad y evolución. La información aportada por las dragas permitió establecer las tasas de migración del vulcanismo a lo largo de estas cadenas de *hotspot*. Las tasas de migración obtenidas junto con la información procedente de otras cadenas de *hotspot* en el interior de la placa africana, ayudaron a establecer un nuevo modelo sobre el movimiento absoluto de la placa africana desde la apertura del Atlántico Sur. Este modelo de movimiento absoluto de la placa africana facilitó la comprobación de las teorías de *hotspots* fijos en el Sur Atlántico, y la hipótesis aún más polémica, de la existencia de un grupo de *hotspots* fijos en el Pacífico e Indo-Atlántico. Otros objetivos de la campaña fue determinar si el intervalo de actividad de la

pluma en el Atlántico Sur estuvo sincronizado con el desarrollo del evento *Paraná-Etendeka Continental Floods Basalts* (PECFB) y/o con el inicio de *rifting* en el Atlántico Sur. De igual forma la cartografía de la composición del vulcanismo sincronizado en los sistemas de *hotspot* de Discovery, Shona y Tristán facilitó la determinación de la composición de los reservorios en esta zona del manto profundo, y su posible origen.

En noviembre de 2008 comenzó el denominado proyecto **SAMPLE, South Atlantic Margin Processes and Links with Onshore Evolution**, con un programa inicial de 18 meses (2008-2010). Durante esta primera fase, la *German Research Foundation* (DFG), que lideró el proyecto, creó 17 proyectos interdisciplinarios en varios centros de investigación de Alemania. Una segunda fase del proyecto SAMPLE se prolongó durante los años 2010-2013, y una tercera fase, con 14 proyectos aprobados, se llevó a cabo hasta 2016. Los principales objetivos del SAMPLE están relacionados con 1) la dinámica mantélica y procesos magmáticos, 2) la estructura de la litosfera y sus procesos de deformación y ruptura, 3) la evolución topográfica *post-rift*, y su relación con el clima y la tectónica, y 4) los procesos sedimentarios y sistemas de fluidos en el área. Dentro del proyecto SAMPLE (SPP 1375, Fig. 1.6), entre enero y febrero de 2012 se llevó a cabo la campaña oceanográfica MSM 20/2, a bordo del B/O María S. Merian. Durante la campaña, se realizó el estudio geofísico del fondo marino de la Isla de Tristán y alrededores (región localizada en el sector meridional de la Dorsal de Walvis), para lo cual se procedió a la adquisición de datos de batimetría mediante una ecosonda tipo EM 120 y la obtención de datos sísmicos, gravimétricos y electromagnéticos.

En el año 2012, la Universidad del Estado de Oregón (OSU) en coordinación con el Laboratorio de Geocronología del Oregón (USA), llevaron a cabo el proyecto “*Walvis Ridge Project*”. Durante este proyecto, se llevó a cabo la campaña **MV 1203** que se desarrolló a bordo del B/O Melville entre febrero y marzo de 2012 (Fig. 1.6). El objetivo de esta campaña fue el estudio del sector más joven de La Dorsal de Walvis, que se encuentra constituido por montes submarinos dispersos. Para llevar a cabo este estudio se cartografiaron un total de 75 montes submarinos, de los cuales 49 fueron dragados. De las 62 dragas realizadas, 47 están constituidas por rocas basálticas. También se realizó un estudio de anomalías magnéticas. Las muestras obtenidas de esta campaña fueron datadas en el Laboratorio de Geocronología del Argón (OSU) siguiendo el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con el objetivo de 1) verificar la edad del progresivo magmatismo a lo largo de la dorsal, 2) evaluar los cambios composicionales a lo largo del tiempo y buscar evidencias de zonaciones geoquímicas a lo largo de la dorsal y 3) y contrastar el origen del manto enriquecido (EMI).

1.3.2 Revisión del modelo de evolución geológica

En los siguientes apartados se repasara la información bibliográfica existente y el avance de los conocimientos sobre la evolución tectónica, estratigráfica y sedimentaria del área de estudio.

1.3.2.1 Marco geológico general

Una vez que el supercontinente Rodinia se fracturó (~1000 Ma), la deriva continental hizo que los cratones de Río de la Plata (ahora en Suramérica), Congo y Khalahari (localizados estos dos últimos formando parte en la actualidad del Sur de África) se unieran para formar el supercontinente de Gondwana (Moores, 1991; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991). Durante este proceso, el llamado Océano Adamastor desapareció, aunque restos del mismo pueden ser localizados tanto en Sudamérica como en el Sur de África, en forma de pliegues constituidos por materiales procedentes de corteza oceánica. El proceso de formación de Gondwana (Fig. 1.7) transcurrió aproximadamente entre los 575-505 Ma, durante la llamada Orogenia Panafricana. El posterior proceso de *rifting* de Gondwana dio lugar a la apertura del Océano Atlántico (Gray *et al.*, 2006).

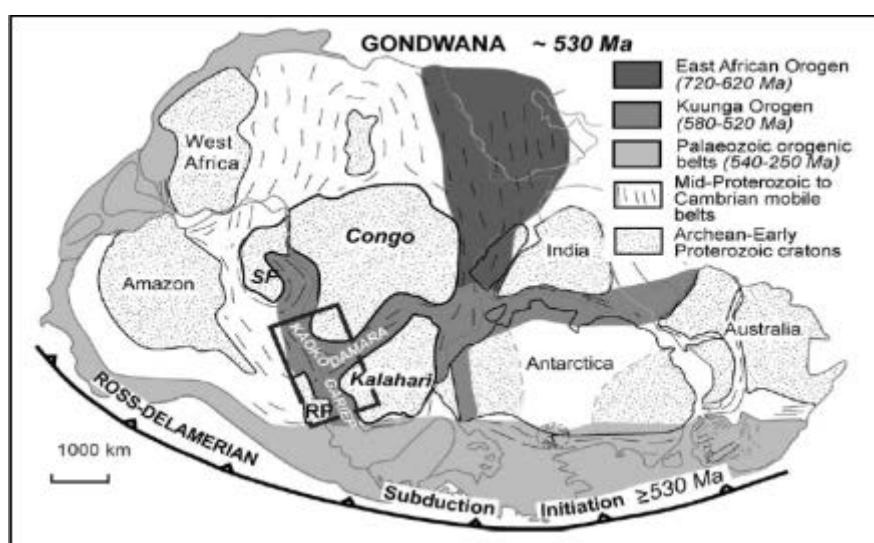


Figura 1.7. Mapa de la configuración del supercontinente Gondwana al final del Neoproterozoico e inicio del Cámbrico. SF, Cratón de Sao Francisco; RP, Cratón de Río de la Plata. Imagen tomada de Gray *et al.*, 2006.

1.3.2.1.1 La apertura del Océano Atlántico Sur

La apertura del Atlántico Sur comenzó en el S y se fue propagando hacia el N. La apertura al S de la Dorsal de Walvis-Rio Grande ocurrió en el Jurásico inferior (Rabinowitz y LaBrecque 1979; Emery y

Uchupi 1984, Torsvik *et al.*, 2009), y durante la “*Magnetic Quiet Zone*” para el sector localizado al N del complejo de la Dorsal de Walvis-Rio Grande (Fig. 1.8). Rabinowitz y LaBrecque (1979) sugieren que, durante la incipiente apertura del Océano Atlántico, la extensión tuvo lugar mediante una rotación de 11° en el sentido de las agujas del reloj de África con respecto a Sudamérica.

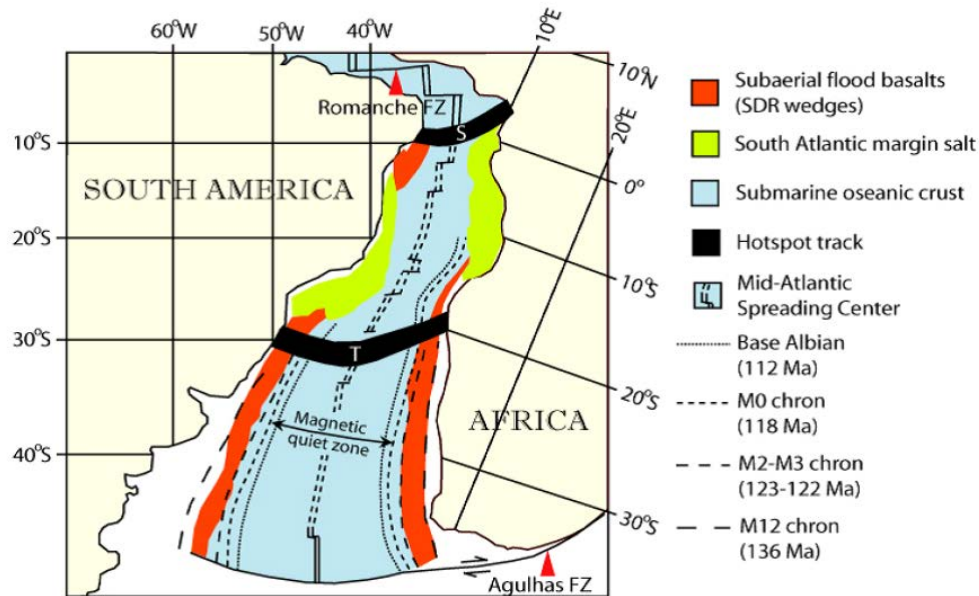


Figura 1.8. Reconstrucción de la apertura del Océano Atlántico Sur en el Neocomiense (~100 Ma). (S) St. Helena hotspot; (T) Tristán hotspot. Imagen tomada de Sakariassen *et al.*, 2007.

Tras la publicación de Rabinowitz y LaBrecque (*op. cit.*) han sido numerosos los trabajos realizados en torno a la apertura del Océano Atlántico. A continuación, se incluye un resumen de los más relevantes para esta tesis.

Torsvik *et al.* (2009) elaboraron un nuevo esquema para la apertura del Atlántico Sur en función de la posición del Límite Océano-Continente (*Continental-Ocean Boundary*, COB, Fig. 1.9). Este límite se estableció en base a los estudios de campos magnéticos y de gravedad, batimetría, interpretaciones sísmicas, posición de los reflectores sísmicos inclinados hacia el mar (*Seaward Dipping Reflectors*, SDR), y la localización de las Cuencas Salinas (SC).

Según esta reconstrucción, alrededor de los 180 Ma (Jurásico medio) (Fig. 1.10 a) los bloques de Sudamérica y Sudáfrica se localizaban en torno a los 60° S - 30° N, y las Falkland Islands (FI) se localizaban al S de África rotadas casi 180°, en la latitud aproximada de 48° S. Para este tiempo, Torsvik *et al.* (2009) consideran que las Falkland Islands (FI) habían comenzado su traslación y rotación hacia el S de África,

llegando a formar parte del bloque de Patagonia antes de los 150 Ma (Fig. 1.10 b). Sobre los 180 Ma, el campo de velocidades para el S de Pangea, se caracterizó por movimientos en dirección W. Los vectores de velocidad para Sudamérica fueron ligeramente oblicuos al margen de subducción andino, pero aproximadamente paralelos al Sistema de Gastre Faults - Agulhas Falkland Fracture Zone (AFFZ), los cuales separaban los bloques de Patagonia y Colorado.

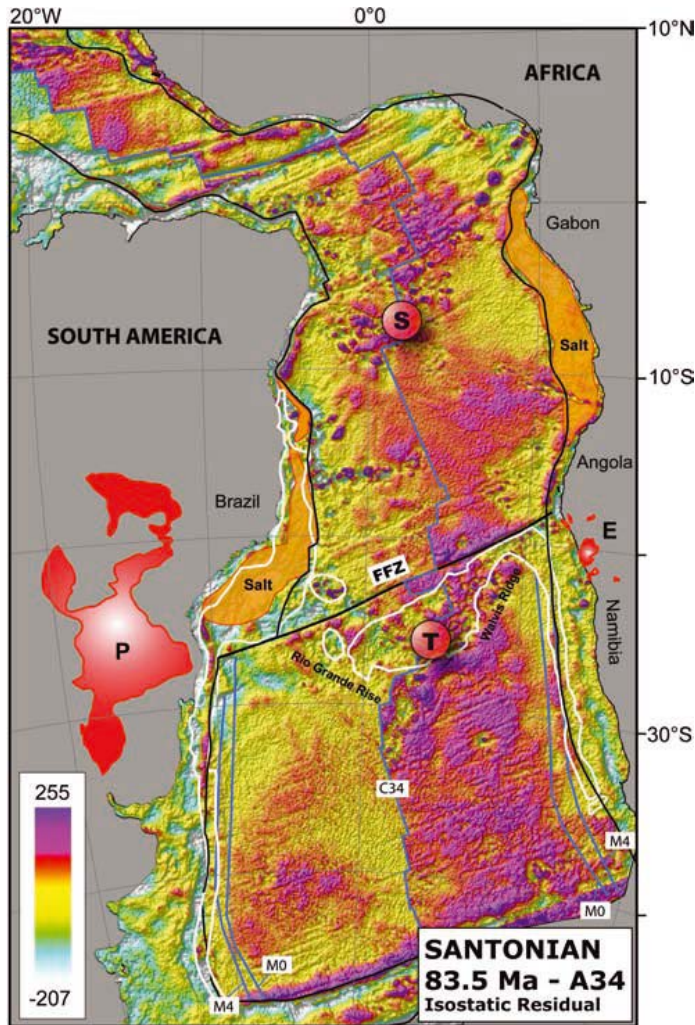


Figura 1.9. Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR). Interpretación del COBs (línea negra) de Torsvik *et al.* (2009), donde se observan LIPs (Parana (P); Etendeka (E), SDRs/hotspot-relacionado al magmatismo (línea blanca) y las cuencas salinas (polígonos naranjas) a ambos lados del margen. La reconstrucción de la isostática residual en los 83.5 Ma se recreó para un modelo donde África se mantiene fija. Para este tiempo, los hotspots de Tristán (T) y St Helena (S) estaban localizados en los alrededores del eje de la Dorsal Mesoatlántica (línea azul, C34). Anomalías magnéticas M0 y M4 (Müller *et al.* 1997). FFZ, Florianópolis Fracture Zone. P, Parana; E, Etendeka. Imagen tomada de Torsvik *et al.* (2009).

Desde el Jurásico medio al Cretácico superior, tanto Sudamérica, África, como el segmento al S, las Falkland, experimentaron tres eventos magmáticos clasificados como *Large Igneous Provinces* (LIPs). Estos LIPs son los 1) *Karoo flood basalts* (~182 Ma), 2) el sistema de diques desarrollados en Sudáfrica, las Falkland Islands (FI), la Antártida oriental (coincidiendo parcialmente con el prolongado vulcanismo riolítico del “Chon Aike” que afectó a los bloques de Patagonia y Colorado) y 3) la Antártida occidental.

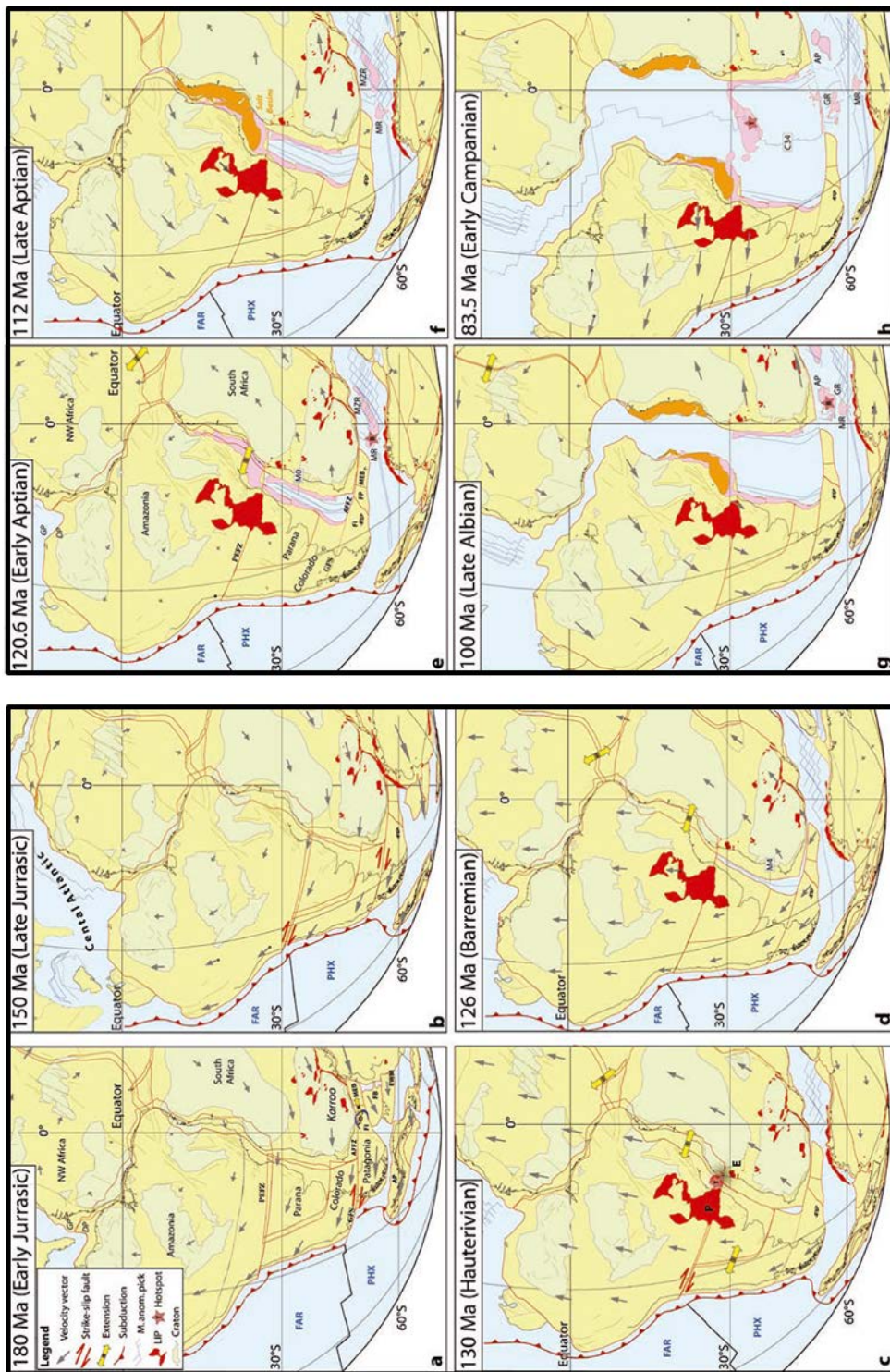


Figura 1.10. Reconstrucción paleogeográfica desde (a) el Jurásico inferior (180 Ma) al (h) Campaniense inferior (83.5 Ma). Las flechas de color gris representan la velocidad de movimiento de los diferentes segmentos con una media de 10Ma. Placas extintas: **FAR**, Farallon; **PHX**, Phoenix. Principales fallas/zonas de fractura: **PEFZ**, Parana–Etendeka Fracture Zone; **GFS**, Gastre Fault Systems; **AFZ**, Agulhas–Falkland Fracture Zone. Bloques o segmentos pequeños: **FI**, Falkland Islands (ahora parte de Patagonia); **MEB**, Maurice Ewing Basin (ahora parte de Patagonia); **FP**, Falkland Plateau (ahora parte de Patagonia); **EWM**, Ellesworth–Whitmore Mountains (ahora parte occidental de la Antártida); **FB**, Filchner block (ahora parte occidental de la Antártida); **AP**, Antarctic Peninsula en (a) (Antártida occidental). LIPs: **P**, Parana; **E**, Etendeka; **MR**, Maud Rise. Otros Posibles LIPs ligados al magmatismo: **AP**, Agulhas Plateau en (g y h); **GR**, Georgia Rise (Parsiegl et al. 2008); **MZR**, Mozambique Ridge. Hotspots: **T**, Tristán; **B**, Bouvet. Imágenes tomada de Torsvik et al. (2009).

Torsvik *et al.* (2009) determinan que la extensión del fondo oceánico del Atlántico Sur comienza sobre los 132 Ma (anomalía magnética M11) en la parte más meridional, propagándose a lo largo del bloque de Colorado hasta los 133 Ma (Fig. 1.10 c). El inicio de la extensión coincidiría con el evento magmático “Paraná-Etendeka” que alcanza su máximo desarrollo en torno a los 132 Ma. La provincia ígnea de Paraná (P) es bastante más grande que Etendeka, tanto en extensión como presumiblemente en volumen, por lo que sitúan la Pluma de Tristán más cercana a Paraná (Fig. 1.10 c) y potencialmente dentro de la Zona de Fractura de Paraná-Etendeka (PEFZ). Desde el comienzo de la extensión oceánica (~132 Ma) la mayor parte de los márgenes del Atlántico Sur están sometidos a procesos de extensión y adelgazamiento cortical, siguiendo un movimiento dextral transtensional (~ 175 km) a lo largo de PEFZ, hasta el Barremiense (Fig. 1.10 d). Es en este momento, cuando el proceso de *rift* intraplaca se inicia tanto en África como en Sur América.

Durante el Aptiense inferior (Fig. 1.10 e) el proceso de extensión oceánica está bien establecido para el S de la PEFZ/FFZ (*Florianópolis Fracture Zone*), donde los *Seaward Dipping Reflections* (SDRs) se asocian con las primeras fases del proceso de extensión del fondo. El área de Campos y Santos (localizada en el margen continental sudamericano, al norte de la fractura FFZ), fue cubierta con basaltos subaéreos durante este periodo de tiempo. Las cuencas de San Jorge y Colorado (Fig. 1.11) ya habían acomodado para este momento la mayor parte de la apertura, con un desplazamiento de 115 km a lo largo de una dirección E-W y una extensión de 80 Km.

Durante el proceso de *rifting*, la deformación intraplaca tanto de América del Sur como de África reactiva las viejas zonas de sutura del macro continente Gondwana. Situada al N de la PEFZ/FFZ, la cuenca que se localiza entre los 27° S y los 10° S se divide en dos durante el límite Aptiense/Albiense (Fig. 1.10 f), debido a la propagación hacia el N de la FFZ, derivada del proceso de extensión del fondo oceánico. Durante el Albiense medio (Fig. 1.10 g), la apertura del fondo marino se propagó al N del segmento de Níger, pasando hacia el Atlántico Centro. Durante el proceso de apertura en el Atlántico Centro, los límites intraplaca de África son menos activos, aunque la actividad tectónica no cesa hasta el Campaniense inferior (Fig. 1.10 h). Durante el Campaniense inferior, la conexión con el Atlántico Centro se establece de forma clara, la Dorsal de Rio Grande-Walvis está bien desarrollada y el *hotspot* de Tristán se localiza cerca de la cresta.

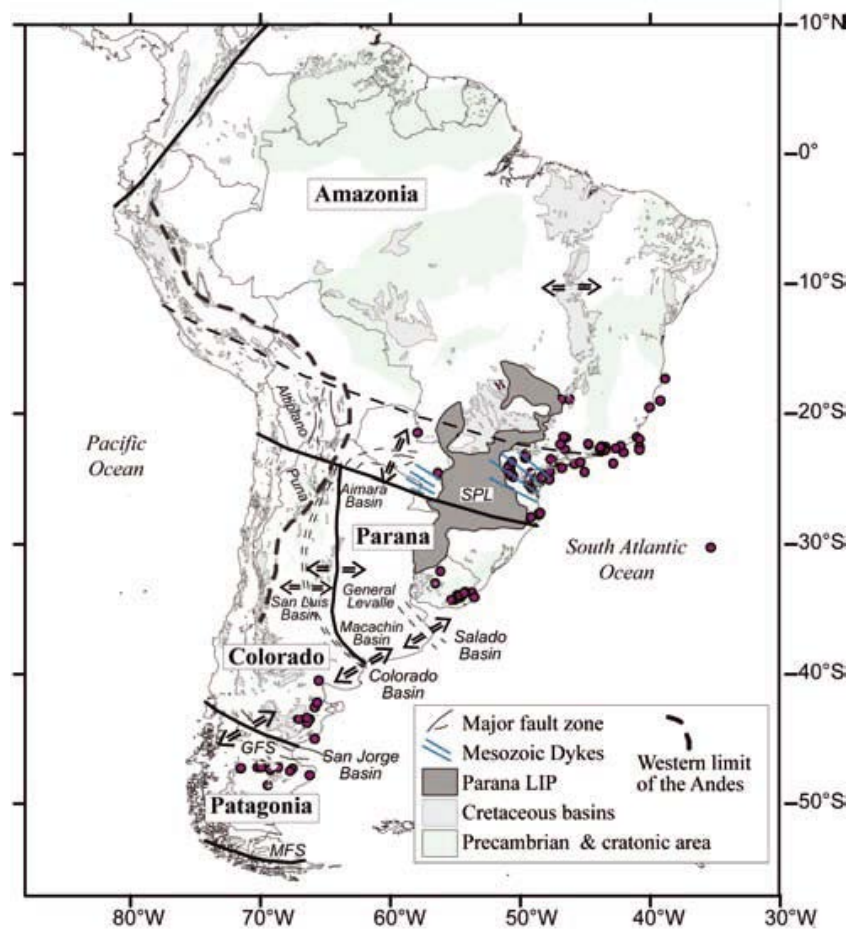


Figura 1.11. Mapa estructural simplificado de Sudamérica mostrando los *rifts* Cretácicos y los límites de los principales bloques. Imagen tomada de Torsvik *et al.* (2009).

1.3.2.1.2 Evolución tectono-estratigráfica

La arquitectura estratigráfica del Margen Continental Namibio en su límite *onshore-offshore*, está condicionada por la evolución de los procesos pre, sin y *postrift*.

Austin y Uchupi (1982), Gerrard y Smith (1983) y Bagguley (1997) identifican dos grandes inconformidades, denominadas RUC y D (Figs. 1.12 y 1.13 respectivamente). Estos trabajos son completados mediante el estudio de sísmica multicanal de Gladczenko *et al.* (1998), quienes además de las dos inconformidades mencionadas anteriormente, identificaron dos reflectores sísmicos regionales en el margen continental exterior, que llamaron *Oceanic Crust* (OC) y *Top Basalt* (TB) (Fig. 1.13), y que se encuentran asociados con rocas ígneas.

La RUC es interpretada como una inconformidad que refleja la erosión subaérea al final del episodio de *rift*, que tiene lugar desde el Jurásico superior al Cretácico inferior, seguido del proceso de ruptura continental (Austin y Uchupi, 1982; Bagguley, 1997; Gladczenko *et al.*, 1998).

Bajo la superficie de RUC y bajo la plataforma continental y el talud se localiza una zona entre 70 y 115 km con múltiples fallas. Esta unidad define la extensión del *rift* que tuvo lugar durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. El basamento acústico se localiza entre 0.5-2 km bajo los sedimentos post-apertura y consiste en una superficie irregular y discontinua que se caracteriza por complejos reflectores hiperbólicos. El carácter de este basamento acústico, su espesor y la aparente ausencia de reflectores sub-basamento continuos, sugieren la existencia de corteza oceánica (OC) (Gladczenko *et al.*, 1998).

Hacia el E, la OC cambia lateralmente a unos suaves reflectores continuos, los denominados Top Basalt (TB) por Gladczenko *et al.* (1998), con espesores entre 4-5 km y una anchura de 75-175 km. Estos sedimentos representan la transición lava-sedimento en el techo del complejo extrusivo (Gladczenko *et al.*, 1998). Bajo los TB encontramos un paquete de reflectores que buzan hacia mar adentro (hacia el W), los llamados *Seaward Dipping Reflections* (SDRs), con una geometría divergente, y que además, presentan un carácter continuo (Gladczenko *et al.*, 1998, Fig. 1.12). En un perfil perpendicular a la costa, esta unidad tiene una morfología en cuña aumentando su espesor de E a W (Fig.1. 12).

El dominio de los SDRs se extiende a lo largo de gran parte del margen continental namibio, reconociéndose desde la cuenca de Orange (en el S) hasta la Dorsal de Walvis (en el N) (Clemson, 1997; Gladczenko *et al.*, 1998). Gladczenko *et al.* (1998) interpretan los SDRs como flujos de lavas que se depositaron en un ambiente marino somero y/o subaéreo, durante el último episodio de *rifting* e inicio de formación de la corteza oceánica.

En la dorsal, la configuración cambia respecto a lo observado en el margen. Al W de los SDRs, el basamento acústico (equivalente a TB) está próximo a la superficie o incluso llega a aflorar. Esta superficie presenta, en general, reflectores caracterizados por ecofacies caóticas, observándose cerca de los flancos reflectores laminares subparalelos. Algunos de estos niveles llegan a constituir altos estructurales que están, aparentemente, limitados por fallas normales (Gladczenko *et al.*, 1998, Fig. 1.13). Este basamento acústico ha sido caracterizado como el basamento extrusivo de la Dorsal de Walvis, formado después de la ruptura por la actividad del *hotspot* de Tristán, y del emplazamiento de los SDRs.

Hacia tierra, bajo la superficie de RUC, encontramos una secuencia sedimentaria caracterizada por presentar un reflector de alta amplitud en su base, que Gladczenko *et al.* (1998) nombran como ORT (Fig. 1.12). Estos autores consideran a ORT como una inconformidad. Los depósitos de la secuencia RUC-ORT llegan a alcanzar espesores de hasta 12 km, presentando una configuración interna de reflectores subparalelos divergentes que buzcan hacia el W. Bajo la ORT se ubica un basamento ígneo, que coincidiendo con la anomalía magnética G (Rabinowitz y LaBrecque, 1979), podría interpretarse como la continuación del Cinturón de Damara (*Damara Belt*) (Gladczenko *et al.*, 1998).

Otra de las aportaciones de Gladczenko *et al.* (1998) fue la identificación bajo la corteza oceánica una franja semi-continua de reflectores pertenecientes a la corteza inferior, a la que llamaron M. Esta franja de reflectores constituye el techo del manto superior o Moho. En la proximidad de la supuesta corteza continental este conjunto de reflectores se divide en dos bandas, que Gladczenko *et al.* (1998) llamaron M y T (Fig. 1.12). La separación de dichas bandas no es continua a lo largo del Margen Continental Namibio. Entre estas dos bandas se detecta una zona denominada *Lower Crustal Body* (LCB) (Fig. 1.12), posiblemente integrado por rocas ígneas emplazadas durante la ruptura continental (Eldholm *et al.*, 1995). Bauer (2000) interpreta la LCB como una zona de transición donde se alternan gabros y dunitas.

Respecto al límite corteza continental-oceánica (*Continent-Ocean Boundary*, COB), han sido varios los autores que han intentado establecer el mismo. Rabinowitz y LaBrecque (1979) establecieron este límite en la anomalía magnética de alta amplitud "G". Sin embargo, este límite no es coincidente con los establecidos por Austin y Uchupi (1982) y por Gladczenko *et al.* (1998). En base a sus trabajos, Gladczenko *et al.* (1998) concluyen que el Margen Continental Namibio es dividido en dos estilos tectonomagmáticos diferentes al N y S de la Dorsal de Walvis. Al N de la dorsal, el margen se encuentra exento de construcciones volcánicas y consiste de 3 zonas principales: I) corteza oceánica normal, II) una secuencia de *rif* de aproximadamente 65 km y III) una corteza continental engrosada. Al S de Walvis, se extiende un margen volcánico donde se localizan 4 zonas tectonomagmáticas parcialmente superpuestas: I) corteza oceánica, II) una corteza oceánica engrosada que incluye SDRs, III) depósitos de *rif* del Jurásico superior/ Cretácico inferior, que se extienden aproximadamente 150 km y están cubiertos por SDRs en el W y posiblemente por lavas hacia el E, y IV) una corteza continental engrosada que incluye la cuenca delimitada por las superficies RUC-ORT y con una extensión entre 50-70 km de ancho.

Sobre la Dorsal de Walvis, las zonas III) y IV) son similares a la de la parte S, salvo que el dominio de SDRs es más estrecho que en la zona meridional.

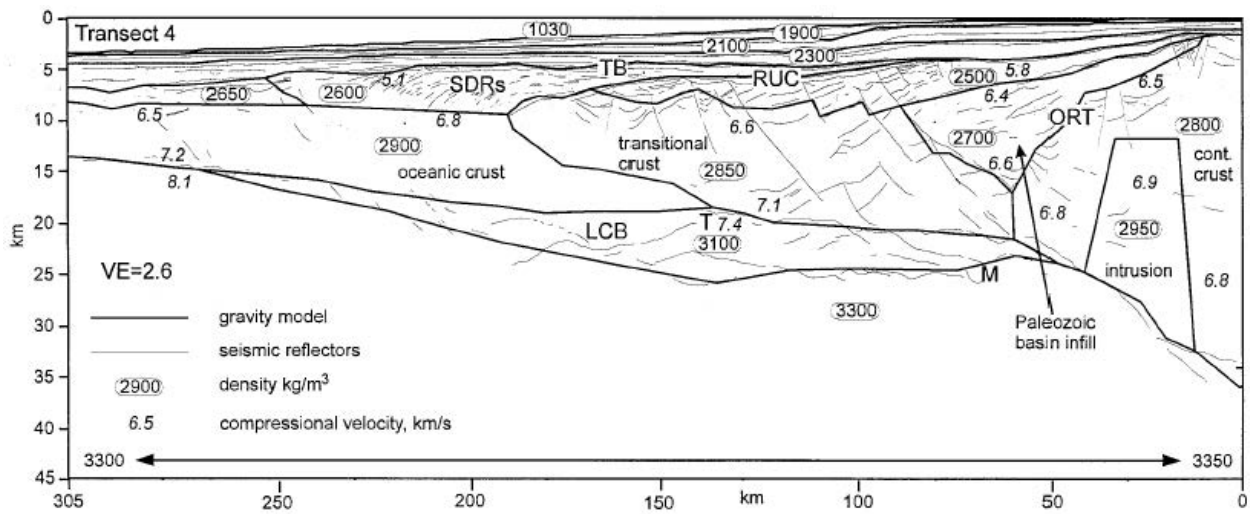


Figura 1.12. Modelo cortical a lo largo del perfil sísmico 4 (localización en la Figura 1.17) basado en datos de sísmica multicanal (MCS) y en modelos de gravedad 2D (Talwani *et al.*, 1959). Imagen tomada de Gladczenko *et al.*, 1998.

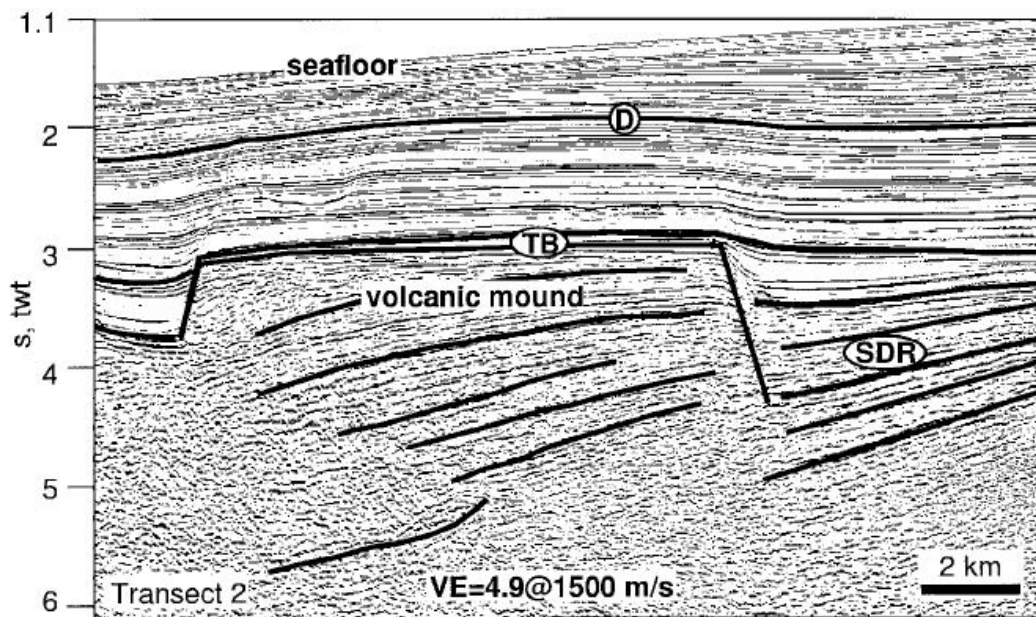


Figura 1.13. Perfil sísmico en el sector septentrional de la Dorsal de Walvis, donde se observan los paquetes de SDRs y parte del basamento que constituye la dorsal. Imagen tomada de Gladczenko *et al.*, 1998.

Clemson *et al.* (1997; 1999) reconocieron una secuencia *syn-rift* del Triásico inferior y una secuencia *post-rift* del Triásico superior-Jurásico medio, separadas por estructuras generadas mediante la

reactivación del Cinturón de Damara (Fig. 1.14). Estas estructuras de reactivación, más tarde controlarán la segmentación del *rifting* del Atlántico Sur.

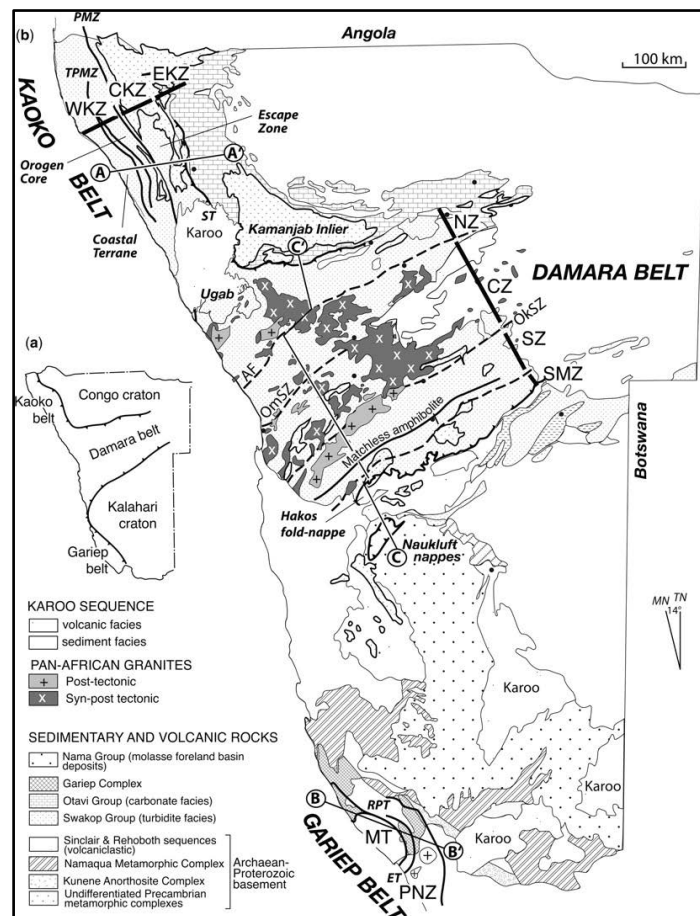


Figura 1.14. Mapa tectonoestratigráfico de Namibia, donde se pueden observar los cinturones de Kaoko, Damara y Gariep (de N a S), y los cratones del Congo y Kalahari (de N a S).

La fase de *rift* dio lugar a la extensa sedimentación de series continentales (las denominadas series del Karoo de edad Pérmico-Jurásico), y depósitos marinos someros en los ejes de las cuencas con mayor subsidencia, entre los dos futuros continentes (Light *et al.*, 1993).

Dentro de las secuencias *syn-rift* se pueden diferenciar dos unidades: *syn-rift I* y *syn-rift II*. Estas dos unidades se encuentran separadas por una discordancia angular denominada “R” de edad Valanginiense (Gerrard y Smith, 1982). Estas dos secuencias se pueden reconocer en todas las cuencas de África suroccidental tales como la Cuenca de Orange (Gerrard y Smith, 1983; Jungslager, 1999), Cuenca de Luderitz y la Cuenca de Walvis (Maslanyj *et al.*, 1992; Light *et al.*, 1993). Las secuencias *syn-rift*, emplazadas durante los estadios iniciales de la separación continental, se caracterizan en un amplio sector de la cuenca por sedimentos rojos continentales (“*red-beds*”), rocas

volcánicas y, de forma minoritaria, pizarras lacustres (Jungslager, 1999). En otras áreas se observa también una alternancia de flujos de lava, diques y sills, junto con los sedimentos *syn-rift*. Estas secuencias volcanoclásticas configuran los SDRs de Gladczenko *et al.*, 1997. Según Bauer *et al.* (2000) estos SDRs presentaría dos tipos de emplazamiento, interno y externo, sugiriendo una compleja evolución durante un intervalo de tiempo considerable previo a la completa separación de los continentes.

La estratigrafía del margen namibio es conocida gracias a los datos de pozos aportados por explotaciones petrolíferas y por el Ocean Drilling Project (ODP), siendo las unidades *post-rift* las mejor estudiadas.

La base de la sucesión *post-rift* es difícil de establecer, debido a que las unidades de SDRs se encuentran intercaladas con sedimentos más antiguos. La sucesión *post-rift*, se caracteriza por una disposición en *onlap*, tapizando un relieve preexistente que corresponde a series depositadas en ambientes marinos someros y/o de transición. La sedimentación de carbonatos fue importante en las cuencas de Walvis y Orange en el límite Aptiense-Barremiense (Holtar y Forsberg, 2000), mientras que en el S de la región dominaba un gran sistema eólico (Bagguley, 1997).

El límite fisiográfico plataforma-talud se estableció de forma clara durante el Cretácico medio-superior en respuesta al incremento de la subsidencia y a la gran tasa de progradación de sedimentos siliciclásticos procedentes principalmente del Río Orange, hacia el margen continental africano. En el Cretácico superior la agradación dominó sobre la progradación causando inestabilidad del margen continental y generando grandes deslizamientos y procesos de colapso gravitacional que afectaron a la sucesión cretácica del talud.

Un importante cambio en el régimen tectono-sedimentario se produce durante el Cretácico superior y el Cenozoico inferior. Este cambio está relacionado con una fase de elevación regional en el S del Margen Continental Namibio, ligado a la evolución geodinámica del Sur de África. Tras esta fase de elevación, se produjeron suaves eventos de subsidencia en el dominio fisiográfico de la plataforma continental. Los depósitos cenozoicos son confinados al talud, donde se alcanzan notables espesores debido a la importancia de la componente biogénica.

1.3.2.1.3 El magmatismo

Durante la ruptura continental de Gondwana e inicio de la extensión del fondo oceánico en el Cretácico inferior, se generaron grandes volúmenes de material magmático. Por ello, es posible hablar de un

margen pasivo volcánico namibio, que se caracteriza por presentar importantes espesores de material volcánico en las cuencas de *rift* y en la zona de transición entre corteza continental y oceánica.

Mohriak *et al.* (2002) reconoció 3 episodios principales de actividad magmática en el Atlántico Sur. El primero de ellos está relacionado con el evento de flujos basálticos continentales (*Continental Flood Basalts*, CFB) de Paraná-Etendeka, que tuvo lugar en el Jurásico superior-Cretácico inferior. A este episodio le suceden los depósitos volcánicos de SDRs y finalmente los eventos volcánicos culminan con la actividad de una pluma mantélica (Fig. 1.15).

El margen Namibio se caracteriza, además de por los ya mencionados CFB y los SDRs, por la presencia de cuerpos intraplaca de alta densidad, diques, dorsales asísmicas y montes submarinos individuales o alineados (Mohriak *et al.*, 2002). En este sentido la Dorsal de Walvis es una de las principales unidades morfo-estructurales relacionadas con la actividad magmática. Esta se encuentra ligada al recorrido de la pluma mantélica de Tristán.

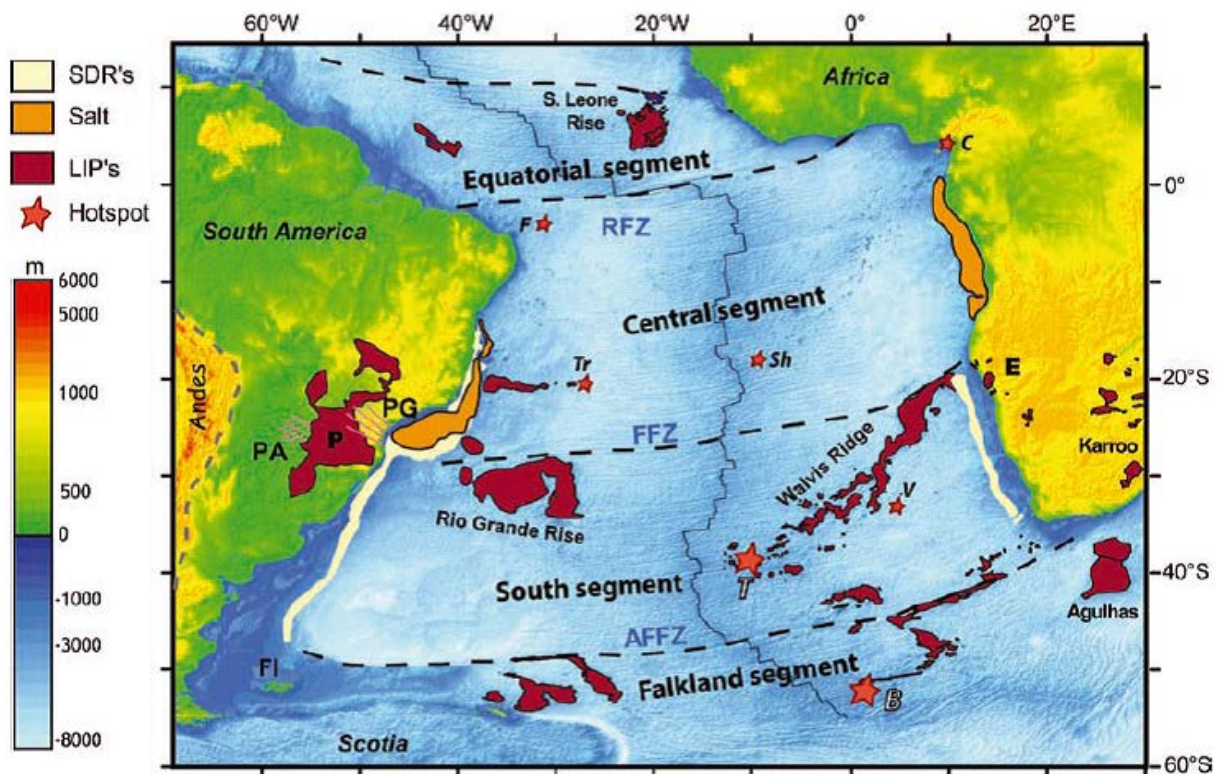


Figura 1.15. Mapa topo-batimétrico (de GTOPO 30) con las principales estructuras del Océano Atlántico Sur. FFZ, Florianópolis Fracture Zone; RFZ, Romanche Fracture Zone; SDRs, Seaward Dipping Reflectors; LIPs, Large Magmatic Provinces; E, Etendeka; P, Paraná. Imagen tomada de Torsvik *et al.*, 2009.

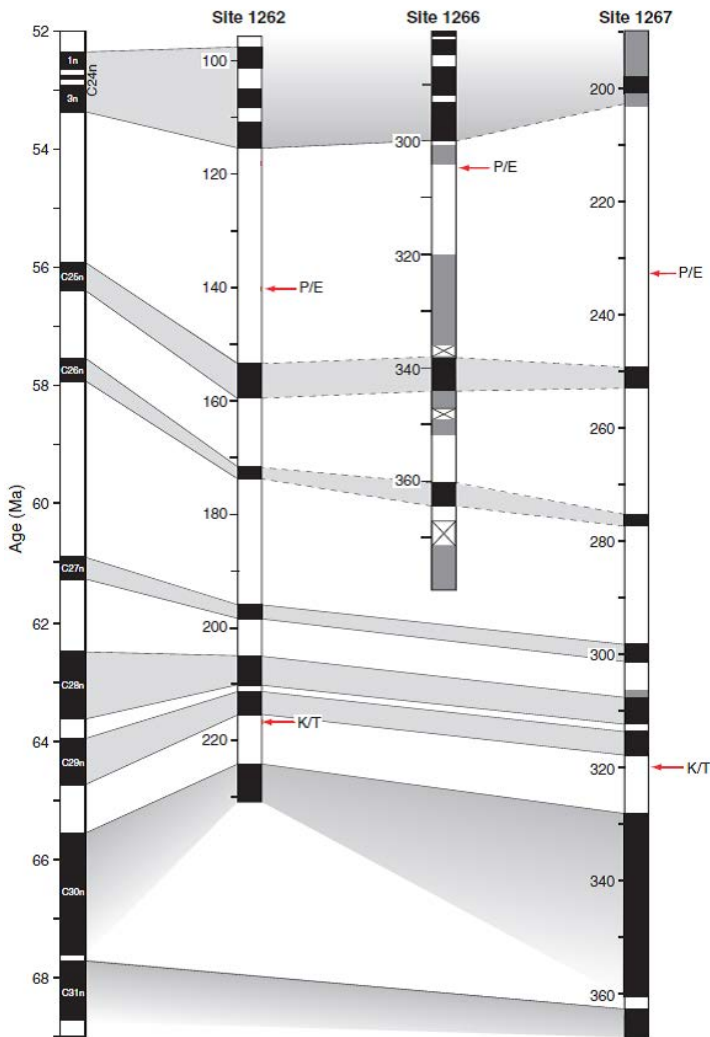
Como se ha indicado, el vulcanismo asociado con la pre-apertura del Atlántico Sur está relacionado con los *Continental Floods Basalts* de Paraná-Etendeka del proceso de *rift* Jurásico. Los CFB se localizan en cuencas continentales formadas durante el Jurásico inferior mediante la reactivación del sistema de fallas extensionales Pérmicas de dirección N-S (Grill, 1996; Gladczenko *et al.*, 1999). El emplazamiento de los CFB de Paraná-Etendeka se inició con un gran pulso magmático hace 132 Ma, seguido por múltiples episodios de menor entidad entre los 125-130 Ma (Erlank *et al.*, 1984; Milner *et al.*, 1995; Renne *et al.*, 1992, 1996a, b).

El complejo de Etendeka se encuentra disperso entre la costa de Walvis Bay (Namibia) hasta Luanda (Angola), ocupando un área aproximada de 78000 km² (Gladczenko *et al.*, 1998; Milner *et al.*, 1994). El principal campo de lavas cubre una superficie de unos 12000 km² y las rocas volcánicas alcanzan un máximo de 800 m de espesor (Milner *et al.*, 1992). Este complejo consta de una asociación bimodal de lavas máficas a intermedias (51-59% SiO₂), lavas toleíticas intercaladas con félsicas (66-69% SiO₂) y reoignimbritas de latita de cuarzo (Milner *et al.*, 1992). Asociados a la formación de Etendeka se identifican diversos diques y sills. El corto evento de efusión de CFB es contemporáneo o ligeramente anterior, al vulcanismo asociado con la ruptura, de los SDRs (Gladczenko *et al.*, 1998). White y McKenzie (1989) propusieron como causa del magmatismo de los CFB, la presencia de una pluma mantélica que correspondería a la pluma de Tristán.

Los SDRs ocupan una banda de 330000 km² a lo largo del margen volcánico pasivo de Namibia y Sudáfrica, y su anchura varía entre los 50-250 km (Gladczenko *et al.*, 1998; Bauer *et al.*, 2000; Elliot *et al.*, 2009). Durante la ruptura, además de los SDRs, también se emplazaron diques y sills, cuerpos corticales intraplaca y la Dorsal de Walvis. El material extrusivo magmático ofrece información acerca de la localización del tránsito/límite de la corteza oceánica-continental. Bauer *et al.* (2000) sugieren que la corteza transicional del Margen Namibio tiene un espesor de ~ 20 km, y presenta altas velocidades de las ondas P (7.1 -7.6 km/s).

1.3.2.1.4 Las variaciones Glacio-eustáticas

Durante el Leg 208 (Proyecto DSDP) se obtuvieron datos de magnetización de los sedimentos carbonáticos (Fig. 1.16) que permitieron establecer los límites de los eventos glacio-eustáticos más significativos. Quedaron bien identificados el Cron C2n, cercano al límite Plioceno/Pleistoceno; el Cron C6Cn a lo largo del límite Oligoceno/Mioceno; y el Cron C24r, tanto su límite inferior como superior. Este ultimo de gran importancia para determinar la posición del límite Paleoceno/Eoceno que se localiza



dentro de este cron. Además, se tuvieron excelentes registros de polaridad desde el Paleoceno al Cretácico superior en los pozos 1262 y 1267 (Kroon *et al.*, 2007).

Los ciclos estratigráficos y los ritmos orbitales fueron estudiados por Kroon *et al.* (2007) quienes identificaron en el sector meridional de la Dorsal de Walvis los ciclos primarios de 405 ka y 100 ka, asociados con la excentricidad de la órbita. Gracias al ciclo de estabilidad de 405 ka fue posible obtener los límites del magnetocron y los eventos cálidos del Eoceno inferior (Röhl *et al.*, 2006).

Figura 1.16. Límites P/E (Paleoceno/Eoceno) y K/P (Cretácico/Paleógeno) según la interpretación magnetoestratigráfica del Paleoceno y Cretácico superior para el pozo 1262 (Leg 208). Profundidad expresada en mcd (megacandela). Tomada de Kroon *et al.* (2007).

Los eventos más relevantes son las oscilaciones climáticas en el límite Paleoceno/Eoceno y en el límite Cretácico/Paleógeno. El evento climático del límite Cretácico/Paleógeno se conoce normalmente bajo la denominación de K/Pg, mientras que el evento correspondiente al límite Paleoceno/Eoceno, un episodio extremo de *greenhouse*, se designa normalmente bajo las siglas PETM o ETM-1 (Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno o *Paleocene Eocene Thermal Maximum*). Ambos eventos se caracterizan por cambios relativamente rápidos y extremos en las temperaturas.

El Paleógeno representa un periodo muy dinámico desde el punto de vista climatológico. El estudio de isótopos estables y *proxis* de temperatura, revelan una compleja historia de periodos cálidos y fríos, caracterizados por cambios bruscos o graduales. Los eventos de menor orden se caracterizan por cambios más moderados y breves.

Dentro de estos episodios climáticos destacan los siguientes: el evento del Paleoceno medio datado en 58.2 Ma (Bralower *et al.*, 2002; Röhl *et al.*, 2004; Petrizzo, 2005; Kroon *et al.*, 2007), el *Early Oligocene Glacial Maximum* (EOGM) datado en 33.5 Ma, las capas de Braarudosphaera del Oligoceno inferior datadas entre los 28.5-30 Ma y las dos capas de arcillas del Eoceno inferior similares a las del evento PETM, pero de menor entidad, que marcan los episodios de ELMO (*Eocene Layer of Mysterious Origin*, también conocido como *Eocene Thermal Maximum 2*, ETM-2) en el techo del cron C24r y finalmente el evento X (Lourens *et al.*, 2005; Röhl *et al.*, 2005; Kroon *et al.*, 2007), ambos episodios de *greenhouse*. En el Eoceno tuvo lugar un evento de óptimo climático, de duración estimada entre 1 a 2 Ma, conocido como EECO (*Early Eocene Climatic Optimum*). Entre el Eoceno medio inferior y el Oligoceno inferior, se dio una tendencia al enfriamiento progresivo que abarco *ca.* 12 Ma, y que culminó con el denominado EOGM (*Early Oligocene Glacial Maximum*). Otros eventos climáticos posteriores fueron los del Oligoceno inferior Braarudosphaera datado entre *ca.* 28.5-30 Ma y el “Evento de alta abundancia de Bolivinas” que tuvo lugar en el Mioceno inferior de edad *ca.* 18 Ma.

De todos estos eventos climáticos se describen a continuación los de mayor interés para el objeto de este estudio.

- Límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg); la extinción masiva.

Las alteraciones bióticas sufridas en este límite tienen su origen, según la teoría más aceptada, en el impacto de un gran meteorito en el área de Yucatán. Durante el límite K/P se produjeron intensas alteraciones en las propiedades oceánicas, causadas principalmente por: 1) el descenso de los gradientes de carbono isotópico (Hsü *et al.*, 1982; Stott y Kennett, 1989; Zachos *et al.*, 1989; D’Hondt *et al.*, 1998). 2) Descenso en la tasa de acumulación de carbonatos en profundidad (Zachos y Arthur, 1986; D’Hondt y Keller, 1991). 3) En el Océano Atlántico Sur, se produjo un aumento en las oscilaciones 100 Ka en la sedimentación profunda (D’Hondt *et al.*, 1996). 4) y en la migración de la lisoclina y/o nivel de compensación de la calcita hacia una mayor profundidad (Calcite Compensation Depth, CCD). Durante la campaña Leg 208 (DSDP) se recuperaron 4 secciones de sedimentos correspondientes al límite K/Pg. Este límite coincide con un aumento de la susceptibilidad del campo magnético, correspondiente con un incremento en la abundancia de arcillas, óxidos y cenizas durante el Paleoceno inferior (Fig. 1.17 A). Estudios bioestratigráficos (Luterbacher y Premoli Silva, 1964; Thierstein, 1982; Monechi, 1985) evidencian un abrupto cambio para este tiempo en los grupos planctónicos, cuya recuperación se produce según Kroon *et al.* (2007) paulatinamente tras superar el límite K/P. La tasa de acumulación de carbonatos muestra que la producción de carbonatos posterior al límite K/P disminuye drásticamente (Caldeira *et al.*, 1990) (Fig.1.17 C), y se produce una profundización global del CCD (Zachos *et al.*, 1989).

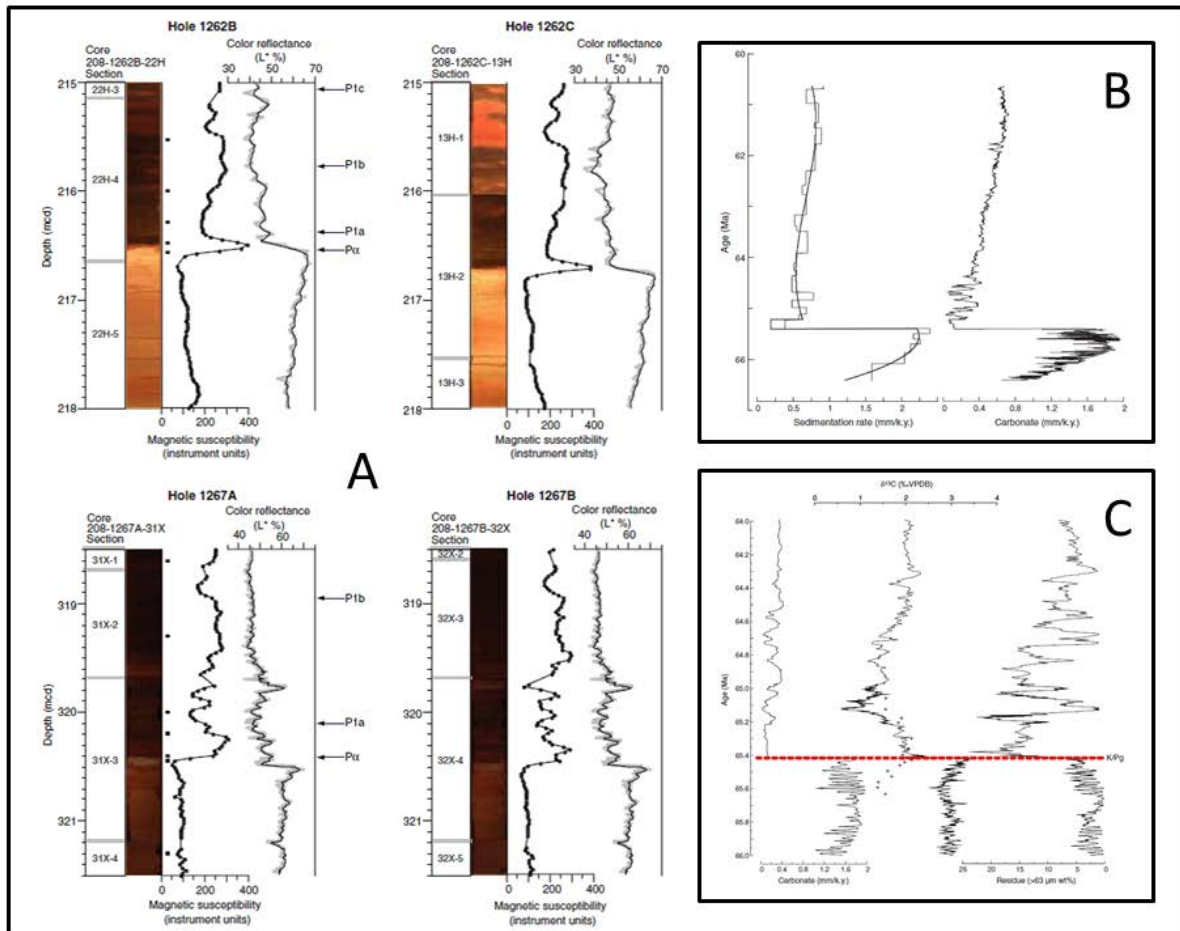


Figura 1.17. **A)** Muestra el análisis de las muestras de los pozos 1262B, 1262C, 1267A y 1267B del Leg 208, localizadas en la Dorsal de Walvis. **B)** Tasas de acumulación de sedimentos y de carbonatos. **C)** Se presenta el residuo de la fracción > 63 μ m. VPDB, Vienna PeeDee Belemnite. Figuras tomadas de Kroon *et al.* (2007).

- Evento del Paleoceno medio (*Mid-Paleocene Biotic Event*).

Este periodo representa un breve evento de extrema disolución de los carbonatos (Röhl *et al.*, 2004), causado por la somerización de la lisoclina y el CCD. Los depósitos asociados a este evento se caracterizan por arcillas o *chalk* de nanofósiles, de color marrón. Estas capas muestran una pronunciada susceptibilidad magnética, reflejando un incremento en el contenido en arcillas. Este evento biótico se corresponde con la zona de foraminíferos planctónicos P4 *Globanomalina pseudomenardii*, y coincide con la primera aparición de los nanofósiles *Heliolithes kleinpellii*, que fue un importante componente del Paleoceno superior y marcador de la base de la zona CP5 (NP6).

- Máximo térmico del Paleoceno/Eoceno (*Paleocene/Eocene Thermal Maximum*, PETM-1).

Es en este periodo de la historia de la tierra, donde se alcanza el mayor grado de calentamiento global. Estudios isotópicos sugieren que sobre los 55 Ma, y durante un periodo de unos 40000 años, las temperaturas de las aguas superficiales de latitudes altas y océanos profundos, eran de 8°C y 4°C superiores a las actuales respectivamente. Este periodo de extremo calentamiento desencadenó profundos cambios en la precipitación global y en los modelos climáticos continentales (e.g. Kaihó *et al.*, 1996; Robert y Kennett, 1994). El PETM también afectó a la biota a escala global, disparando un rápido cambio en el plancton marino (Kelly *et al.*, 1996; Bralower, 2002) y que se refleja en el Evento de Extinción de foraminíferos Bentónicos (BEE), en el que se produjo la mayor extinción de los foraminíferos de aguas profundas de los últimos 90 Ma de (Thomas y Shackleton, 1996; Thomas, 1990) (Fig. 1.18). Otros efectos observados son la abrupta “excursión” de isótopos de carbono (Carbon Isotope Excursion, CIE) de -4 ‰ en carbono orgánico, y la constante disolución de carbonatos.

Hay varias hipótesis sobre los mecanismos desencadenantes del PETM, incluyendo teorías sobre una masiva producción de gases asociados a un incremento de la actividad volcánica en márgenes divergentes (Eldholm y Thomas, 1993). Otra hipótesis es una repentina disociación de los hidratos de metano atrapados en los sedimentos depositados en las plataformas y taludes continentales (Dickens *et al.*, 1995, 1997). Ambas hipótesis, se basaron en estudios isotópicos de carbono, tanto marino como terrestre, que mostraron un abrupto descenso (entre 3‰ y 4‰) de los reservorios de carbono inorgánico océano/atmósfera, en menos de 2000 años (Röhl *et al.*, 2000, Bralower *et al.*, 1997, 1995; Kennett y Stott, 1991; Thomas y Shackleton, 1996; Koch *et al.*, 1995, 1992). De las dos hipótesis anteriormente expuestas, la disociación de los hidratos de metano es la más plausible considerando los datos existentes. El calentamiento de las aguas profundas haría que los hidratos de metano acumulados en los taludes y plataformas continentales fueran inestables, con la emisión catastrófica de grandes volúmenes de CH₄. La disociación masiva de metano debió de tener profundos efectos en la química de los océanos. Dickens *et al.* (1997) concluyeron, que, entre otros cambios, se produciría un dramático incremento en las tasas de meteorización, reducción en el pH del océano, y tanto el CCD como la lisoclina pasan a ocupar una posición más somera. Estos efectos en el océano son más notables en áreas próximas a la formación de masas de aguas profundas, donde el exceso de CO₂ entra en el océano a mayores profundidades a través de procesos convectivos. La somerización de la CCD/lisoclina se traduce en un intervalo de disolución o hiato en el registro sedimentario, coincidiendo con la extinción de los foraminíferos bentónicos y la “excursión” de los isótopos de carbono.

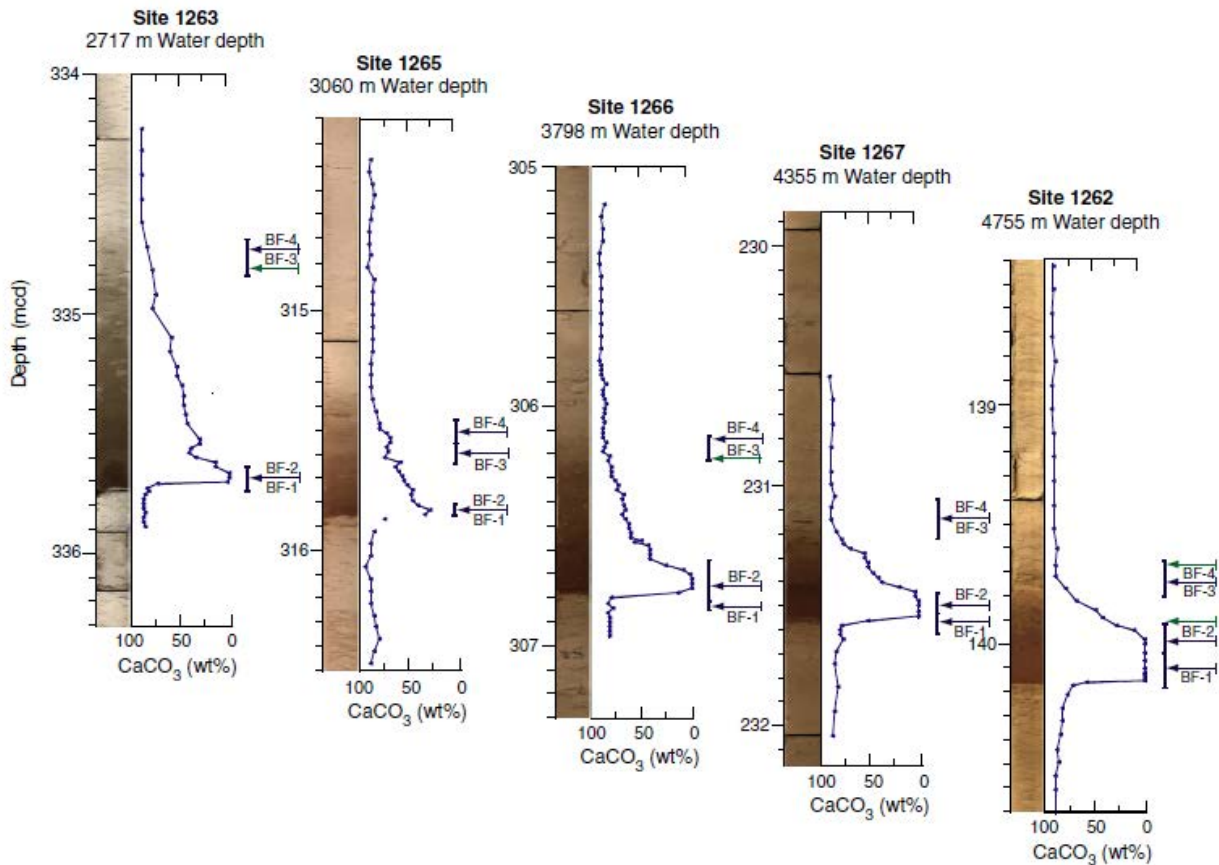


Figura 1.18. Fotos de los testigos prospectados durante el **Leg 208**, junto con el contenido en CaCO_3 , mostrando el límite P/E. Los intervalos más importantes representados en esta figura son BF-1 y BF-2. BF-1 representa la última presencia de foraminíferos bentónicos del Paleoceno, mientras que en el intervalo BF-2 se inicia la aparición de foraminíferos bentónicos durante el Eoceno más inicial, aunque con una baja diversidad y pequeño tamaño. Figura tomada de Kroon *et al.* (2007).

Kelly *et al.* (2010) corroboraron que el ciclo geoquímico de regeneración de carbonatos/silicatos (Fig. 1.19) jugó un papel importante en el PETM, debido a la doble función de disminución de los niveles de gas atmosférico (*greenhouse*) y a la neutralización de la acidificación del océano. La litología asociada a este evento y en el área de estudio se conoce gracias a los datos aportados por el Leg 208. En el intervalo del PETM el contenido en carbonatos es *ca.* 0 wt%, dando lugar a un pronunciado cambio litológico de ozoos de nanofósiles a intervalos de arcillas. Kroon *et al.* (2007) demostraron que la somerización del CCD en el Atlántico Sur fue de más de 2000 m, frente a los 400 m que propusieron Dickens *et al.* (1997).

- ELMO Máximo Térmico del Eoceno2, (*Thermal Maximum 2*, ETM-2).

Los sedimentos asociados al evento ELMO muestran unas características litológicas similares a las observadas en al límite PETM, con un bajo contenido en carbonato cálcico, un incremento en la susceptibilidad magnética (Fig. 1.20) y en los valores de radiación gamma natural (Kroon *et al.*, 2007).

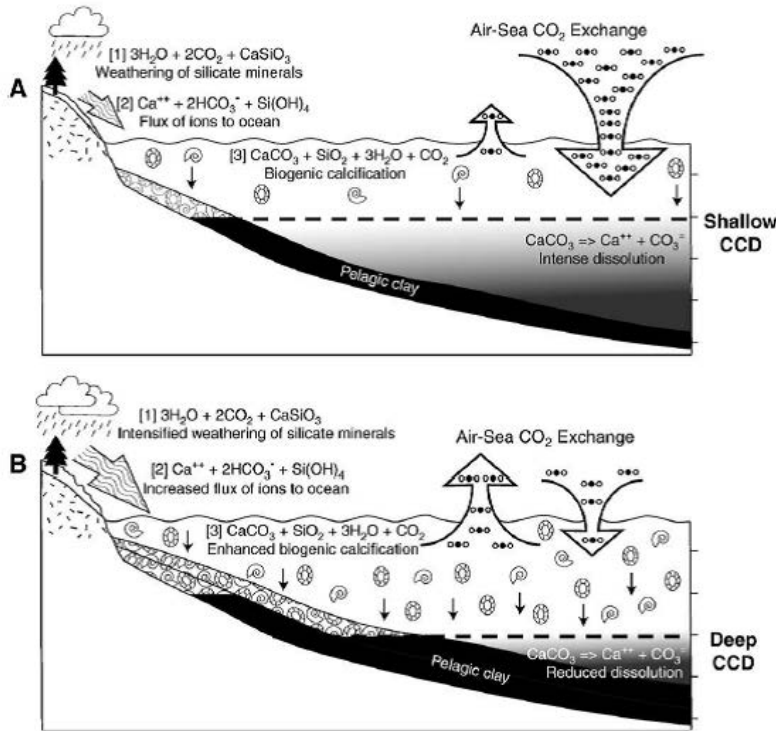


Figura 1.19. Esquema del intercambio entre varios reservorios en el ciclo geoquímico de carbonatos silicatos. **A)** En este caso un aumento de carbono dentro del sistema atmósfera-oceano, produce un aumento de la $p\text{CO}_2$ atmosférica, incrementando la absorción de CO_2 por el océano, con la consecuente somerización del CCD. **B)** Un aumento en las precipitaciones, disminuiría la $p\text{CO}_2$ atmosférica, aumentando el flujo de iones en el océano, teniendo como resultado una profundización del CCD para neutralizar la acidificación. Figura tomada de Kelly *et al.* (2010).

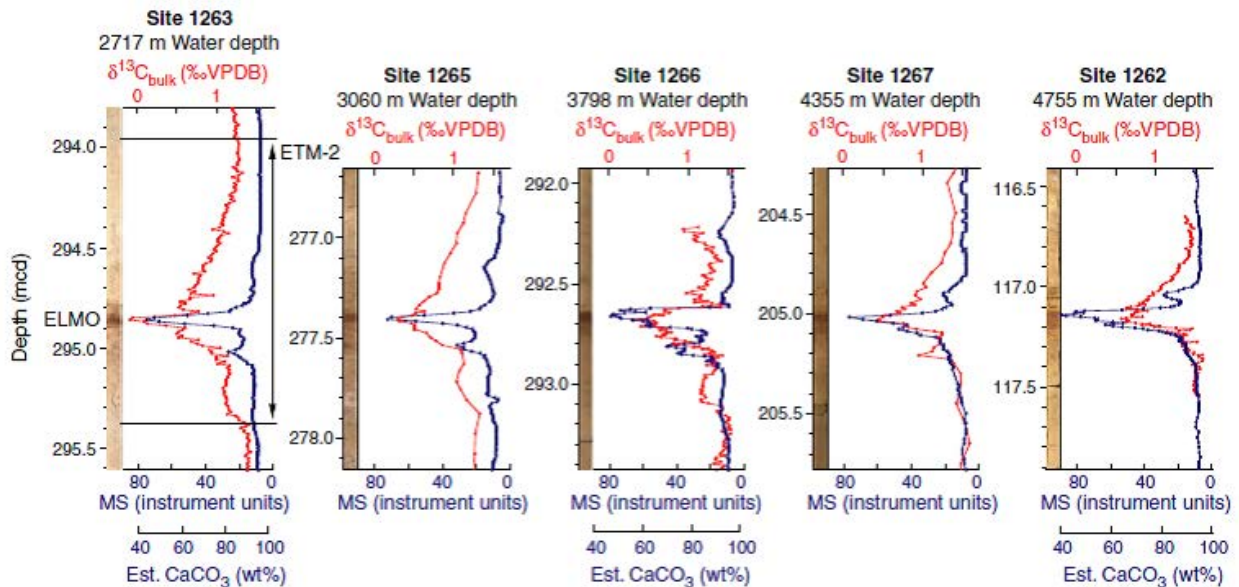


Figura 1.20. Valor de carbonato $\delta^{13}\text{C}$ y susceptibilidad magnética a lo largo del evento ELMO para los pozos del Leg 208 (1263, 1265, 1266, 1267 y 1262). Figura tomada de Kroon *et al.* (2007).

La magnitud de la salida del carbono isotópico de este episodio, es la mitad, entre 1.5% y 2.0%, de la que se produjo en el PETM, pero el intervalo de salida o disminución fue más gradual durante el PETM

que en el ELMO. La disminución de isótopos de oxígenos medidos en los foraminíferos bentónicos es del orden de 0.8‰, sugiriendo un calentamiento de entre 2°-3°C, un 30%-40% más del calentamiento se produjo en el PETM. El análisis de susceptibilidad magnética de los sedimentos del Leg 208 sugieren que el evento ELMO se localiza dentro de los cuatro ciclos de excentricidad de 400 ka (Kronn *et al.*, 2007).

- Evento X (*Eocene Thermal Maximum/ETM-3*).

Kronn *et al.* (2007) documentaron un tercer máximo termal en el Eoceno inferior (~52 Ma). Este periodo queda plasmado en una capa de arcillas, llamada Evento “X”, donde aparecen foraminíferos planctónicos de la zona P7 y nanofósiles calcáreos de la Zona CP10. En estos sedimentos se observan características similares a las encontradas en los episodios de PETM o ELMO (Röhl *et al.*, 2005, 2006). Los valores de ¹³C en los foraminíferos plantónicos encontrados en el pozo más profundo (1265, Leg 208) descienden entre el 0.8 ‰ y el 0.9 ‰, y para los foraminíferos bentónicos 1 ‰. Los mecanismos que explican el cambio generalizado de la química de aguas profundas, están relacionados con las reacciones que tienen lugar en las aguas superficiales, al igual que para el PETM y ELMO, podría estar relacionado con ciclos astronómicos (Kronn *et al.*, 2007).

- Óptimo Climático del Eoceno inferior (*Early Eocene Climatic Optimum*, EECO)

El EECO representa el episodio más reciente de un importante calentamiento global. *Proxies* isotópicos y paleontológicos indican que en latitudes altas, las aguas de mares y océanos presentaban una temperatura de 8°C superior registradas en la actualidad (Miller *et al.*, 1987; Shackleton y Boersma, 1981; Stott *et al.*, 1990; Zachos *et al.*, 1994). Por otro lado, los *proxies* biogeográficos de especies terrestres de flora y fauna representativas de climas templados o subtropicales, proliferaban en latitudes altas (Axelrod, 1984; Estes y Hutchison, 1980; Wolfe, 1980), donde, para ese momento, los glaciares eran escasos o inexistentes. Los estudios geoquímicos sugieren que durante este periodo de *greenhouse* el nivel de gas fue significativamente más elevado que en la actualidad, posiblemente con valores entre seis (Berner, 1991) y ocho veces (Sloan y Rea, 1996), superiores a la época preindustrial.

- Glaciaciones del Eoceno medio al Oligoceno inferior (*Middle Eocene to Early Oligocene Glaciations*)

La primera transición de condiciones de “*greenhouse*” a “*icehouse*” sucede entre el Eoceno medio y el Oligoceno inferior. Dentro de este intervalo de tiempo, que comprende 18 Ma, los cambios más significativos tuvieron lugar durante el Eoceno medio (~52 Ma) y el inicio del Oligoceno (~33.4 Ma) correspondiendo a lo que se denomina Early Oligocene Glaciations-EOGM. Durante el Eoceno medio se

produjo un intervalo de actividad glacial efímera, mientras que el EOGM, representa el periodo donde aparecen las primeras capas de hielo en la Antártida (Barrera y Huber, 1991; Zachos *et al.*, 1992). La transición climática acaecida durante el EOGM debió de causar dramáticos efectos en el modelo de circulación océano/atmosférica, la tasa de erosión continental y, cambios en la composición química del océano.

Los datos correspondientes a este periodo de tiempo fueron obtenidos por el Leg 208 (Fig. 1.6A), donde las muestras de los pozos 1263, 1265 y 1266 (Fig. 1.21) indican el aumento en el contenido de carbonatos en el límite E/O. Este incremento de los carbonatos, asociado con la fuerte disolución sufrida por los foraminíferos, da lugar a una rápida y sustancial profundización de la lisoclina y del CCD (Kroon *et al.*, 2007).

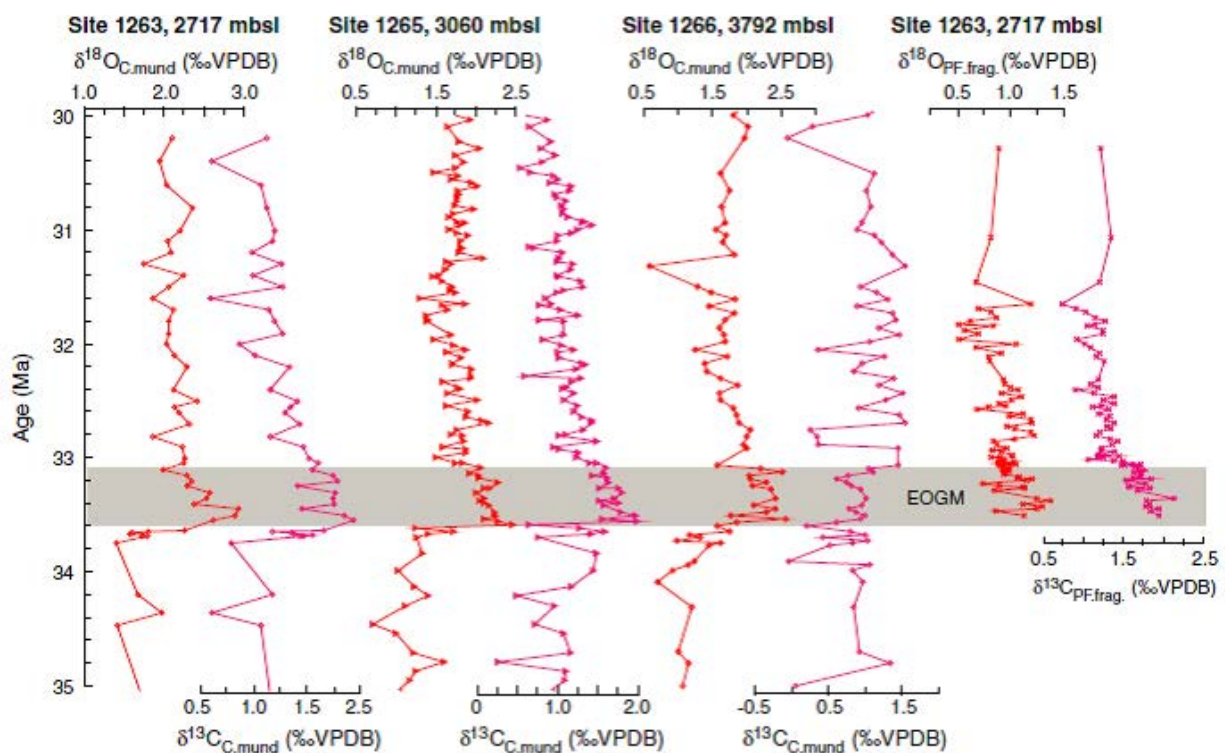


Figura 1.21. El EOGM abarca el intervalo de 33.2-33.6 Ma para todos pozos del Leg 208. Edades basadas en el estudio estratigráfico de foraminíferos y nanofósiles calcáreos combinados con el estudio de estratigrafía magnética (Zachos *et al.*, 2004). VPDB, Vienna PeeDee Belemnite. Figura tomada de Kroon *et al.* (2007).

1.3.2.2 La Dorsal de Walvis en el contexto del Atlántico Sur

La dorsal de Walvis divide el sector oriental del Océano Atlántico Sur en dos cuencas, la Cuenca de Angola al N, y la Cuenca de Cape al S. La dorsal consta de varios bloques interconectados, que forman el segmento septentrional y central, y un segmento meridional constituido principalmente por montes

submarinos disgregados, que se extienden hasta la Dorsal Mesoatlántica (Figs. 1.1 y 1.2). A continuación, se revisan brevemente los aspectos sedimentarios y magmáticos más relevantes.

Desde el punto de vista sedimentológico hay que señalar que la dorsal se encuentra cubierta, en gran parte, por sedimentos pelágicos que aumentan su espesor hacia el margen continental (Moore *et al.*, 1984). Los espesores varían entre los ~300 m de sedimentos que se alcanzan en las zonas más profundas (≥ 4500 m) adyacentes a la dorsal, y los ~600 m cerca de la cima, localizados a unos 2500 m de profundidad (Zachos *et al.*, 2004). La secuencia sedimentaria, con edades comprendidas entre el Campaniense y el Holoceno, está constituida por oozos y chalks calcáreos. Las secuencias neógenas consisten en su mayoría de nanofósiles, oozos de nanofósiles y foraminíferos con un contenido relativamente alto de carbonatos, a menudo excediendo el 90%, aunque las secciones del Mioceno medio presentan valores muy por debajo, (entre el 0% y 20% según Zachos *et al.*, 2004). Los sedimentos paleógenos están formados por oozos y/o chalks de nanofósiles y foraminíferos. El contenido en carbonato también es muy alto, llegando a exceder el 80 % al igual que en la mayor parte de las secciones del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, con la excepción de algunos niveles más profundos, que presentan un porcentaje de carbonatos muy inferior, representando episodios de somerización del nivel de compensación de la calcita según Zachos *et al.*, 2004. En la gran parte de las secciones los microfósiles calcáreos presentan un buen estado de preservación (Zachos *et al.*, 2004). Destacar la presencia de algunos niveles de chert en los depósitos del Paleoceno superior y en el Eoceno inferior. En los sedimentos del Paleoceno superior se localizan además depósitos de turbiditas y slumps. Por ultimo señalar que el magnetismo remanente natural de los sedimentos de la dorsal es fuerte y estable, en los sedimentos del Cretácico superior y en algunos niveles del Paleoceno inferior (Chave, 1984).

Respecto al magmatismo señalar que el inusual volumen de basaltos, sus características geoquímicas y la distribución geográfica de este vulcanismo, son fuente de un continuo debate que afecta a la interpretación sobre el origen y formación de la Dorsal de Walvis.

Algunos autores sugieren que la dorsal es fruto de una pluma mantélica profunda (O'Connor y Duncan, 1990; Willson 1992; Gibson *et al.*, 1995, 2005; O'Connor *et al.*, 2012; Rohde *et al.*, 2012) o, como se deduce de varios estudios geoquímicos, de la fusión de un manto litosférico sub-continental (SCLM) enriquecido y heterogéneo (Piccirillo *et al.*, 1989; Peate 1997; Peate *et al.*, 1999; Marques *et al.*, 1999; Ernesto *et al.*, 2002; Class y Roex 2006). Otros autores consideran que el vulcanismo post-apertura del Océano Atlántico Sur, debió de estar controlado por la Dorsal Medio Atlántica (DMA) y las fallas transformantes (Fig. 1.22) (Beutel 2005; Fairhead y Wilson 2005; Haxel y Dziak 2005). Elliot *et al.* (2009) proponen la existencia de un proceso de “*ridge jump*” para la configuración de la Dorsal de Walvis (Fig.

1.23). Este trabajo es continuación de las ideas de Rabinowitz (1982), quien propuso que el segmento N-S de la dorsal fue originado en la paleo Dorsal Medioatlántica, seguido por sucesivos procesos de “ridge jumps” (Mittelstaedt *et al.*, 2008; O’connor y Jokat, 2015a)

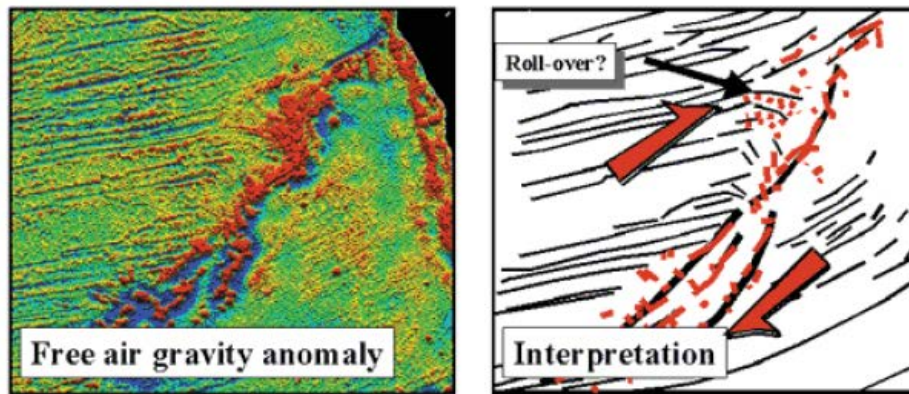


Figura 1.22. Campo de anomalía de la gravedad de aire libre de la Dorsal de Walvis y posible interpretación realizada por Fairhead y Wilson (2005). Imagen tomada de Fairhead y Wilson (2005).

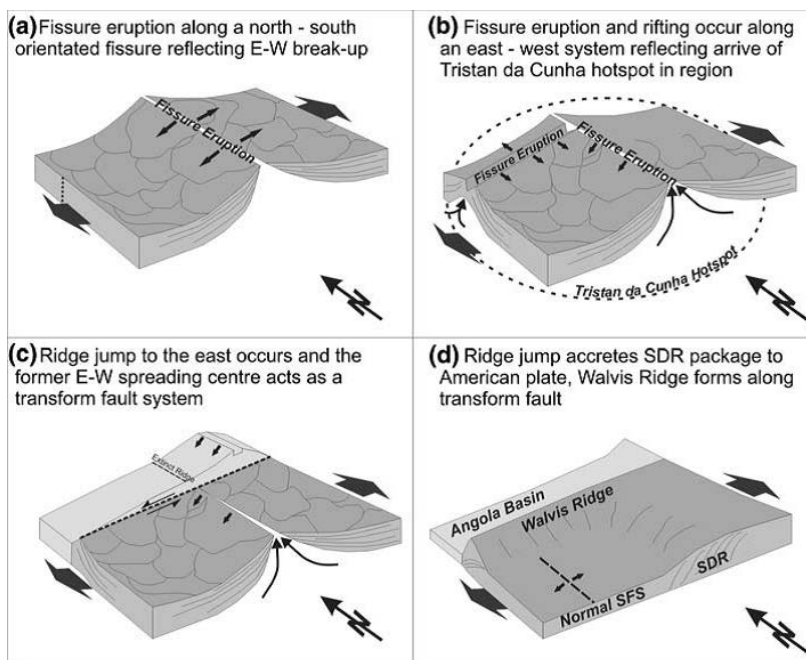


Figura 1.23. Proceso de formación de la Dorsal de Walvis según la teoría de Elliot *et al.* (2009). Imagen tomada de Elliot *et al.* (2009).

La convección del manto, a pequeña escala, en el límite de la litosfera cratónica o fusión de fragmentos de una corteza inferior delaminada y/o del manto litosférico sub-continental (sub-continental lithospheric mantle (SCLM)) originado durante la apertura continental, son procesos alternativos para explicar las características geoquímicas de los basaltos de la Dorsal de Walvis (Fig. 1.24). Estos procesos son argüidos por autores como Peate 1997; Ussami *et al.*, 2012. Basándose en el estudio de las características isotópicas de los basaltos de la Dorsal de Walvis, Class y Roex (2006), Meyzen *et al.* (2007)

y Ussami *et al.* (2012) propusieron un proceso de erosión termal de la base de la litosfera cratónica de la placa sudafricana y un transporte de los componentes del manto enriquecido. Salters y Sachi-Kocher (2010) empleando datos de geoquímica isotópica, plantean una mayor influencia del enriquecimiento metasomático del manto fuente.

Otro modelo alternativo para explicar la geoquímica de los basaltos extruidos entre los 89-78 Ma, es el enriquecimiento del manto debido a la erosión por convección en el límite del manto litosférico cratónico (Fig. 1.24).

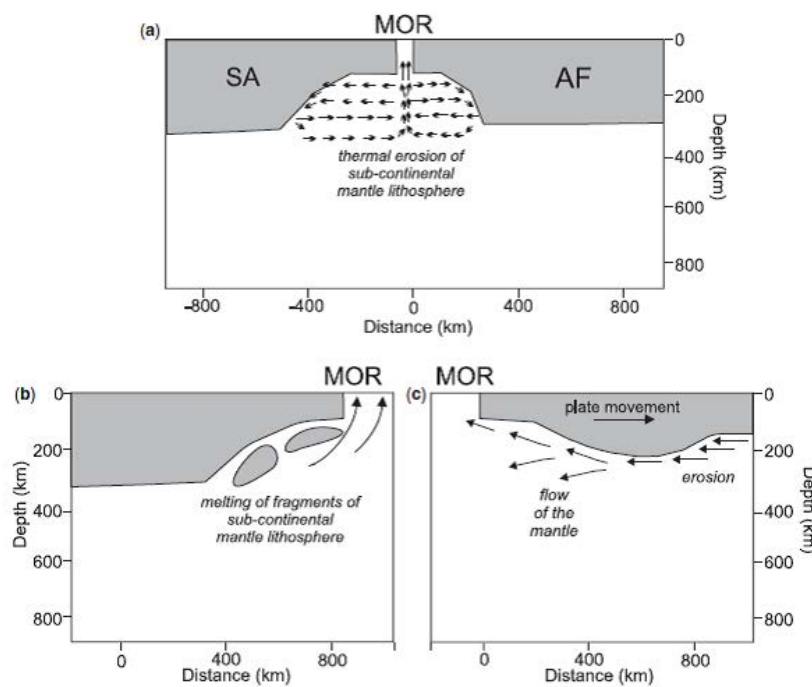


Figura 1.24. Tres modelos que podrían explicar la componente del EMI (Manto Enriquecido I) dentro de la dorsal. (a) Modelo de convección y erosión; (b) fusión de la fragmentada SCLM y piezas de la corteza inferior; y (c) erosión termal en la base de SCLM y transporte por el manto. **MOR**: Dorsal Medio Oceánica; **SA**: Sur América; **AF**: Placa Africana. Imagen tomada de Ussami *et al.* (2012).

1.3.3 Marco Oceanográfico

En este apartado se revisan los datos oceanográficos del área de estudio, donde se incluye la información del régimen general de vientos, la circulación general de las corrientes superficiales, las principales masas de agua que constituyen estas corrientes y los principales procesos asociados a la dinámica oceanográfica como el *upwelling* costero y los *rings* o *eddies*.

1.3.3.1 Régimen general de vientos

El área de la Dorsal de Walvis (DW) se encuentra bajo la acción de las células de Hadley (0° - 30° S) con vientos del SE (vientos alisios) y vientos del W (entre 30° S y 60° S) (Fig. 1.25). El campo de vientos de esta área se encuentra principalmente controlado por el sistema de altas presiones del Atlántico Sur (*South Atlantic High Pressure System, SAHPS*). Este anticiclón oscila temporalmente a lo largo de un eje N-W durante el otoño austral y un eje S-E durante la primavera austral. Durante el verano el SAHPS está bien desarrollado, pero en los meses de invierno, cambia hacia el N, permitiendo el movimiento de los frentes fríos en la misma dirección. Todo lo anterior permite localizar la zona de estudio en un área de altas presiones.

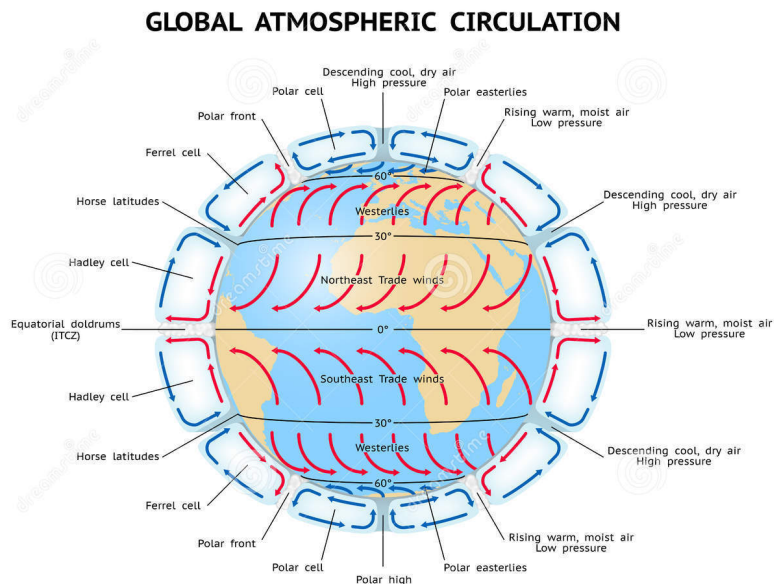


Figura 1.25. Figura de los principales regímenes de vientos con la latitud (Imagen tomada de www.Dreamstime.com).

La variabilidad interanual se encuentra asociada al evento de El Niño-Oscilación del Sur (El Niño South Oscillation, ENSO). Varios estudios han asociado estos eventos con las anomalías de la temperatura superficial del mar (*Sea Surface Temperature, SST*) en la región de Agulhas/Benguela (Reason *et al.*, 1996). Durante el evento de El Niño, la tendencia es a presentar anomalías positivas de la temperatura al N de los aproximadamente 30° S y anomalías negativas al S. Durante los eventos de La Niña, se produce la situación inversa a la de El Niño.

Hay que considerar, además, otros los eventos interanuales que nada tienen que ver con el evento ENSO. Estos eventos interanuales quedan representados por anomalías en los vientos, que hacen que anticiclones de larga duración se ubiquen al S de Madagascar (cerca de los 40°S). Probablemente, estas anomalías en el régimen de los vientos junto con las anomalías de la temperatura superficial del mar inducen al aumento del flujo de agua desde Agulhas al Atlántico Sur. Reason *et al.* (1996) sugiere que las anomalías *multidecadales* en la temperatura superficial del mar sobre la región de la Corriente de Retrocesión de Agulhas (*Retroflexion Agulhas*, RA) (Fig. 1.26) deben de estar relacionadas con los cambios que se producen en el régimen de vientos dentro del Pacífico. En trabajos posteriores, Reason y Mulenga (1999) indicó que las anomalías locales del flujo de calor superficial deben también contribuir a las anomalías multidecadales de la temperatura superficial del mar en la región de RA.

1.3.3.2 Circulación general de las corrientes superficiales

El área de estudio se localiza dentro el sistema de corrientes oceánicas superficiales, conocidas como giros, correspondiendo al giro Subtropical del Atlántico Sur (Fig. 1.26). De forma general, este giro se encuentra formado por la corriente limítrofe del oeste que fluye hacia el S, la Corriente de Brasil (*Brazil Current*, BzC), la cual se separa de la costa en el área de confluencia con la Corriente de Falkland (*Falkland Current*, FC). Desde este punto, las aguas de la Corriente de Brasil se mezclan con las de la Corriente de Falkland, y fluyen hacia el este, como la Corriente del Atlántico Sur (*South Atlantic Current*, SAC). En este recorrido, varios flujos de agua son recirculados de nuevo hacia el N (entorno a los 40°S) (Smythe-Wright *et al.*, 1998), aunque Tsuchiya *et al.* (1994) también sugieren que otros flujos son recirculados en mitad del Océano Atlántico. En las proximidades de la costa de Sudáfrica, parte de la Corriente del Atlántico Sur continúa hacia el Océano Índico, mientras otra parte fluye hacia el N dentro de la Corriente de Benguela (*Benguela Current*, CB), que es la corriente oriental limítrofe del Giro Subtropical. Finalmente, la Corriente de Benguela pasa a la Corriente Ecuatorial del Sur (*South Equatorial Current*, SEC), donde fluye hacia el W, hasta alcanzar la plataforma continental de Brasil, donde a la altura de los 16°S se separa en dos flujos. Un flujo hacia el S, pasando a la Corriente de Brasil (*Brazil Current*, BzC) y un flujo hacia el N, entrando en la Contracorriente Norte de Brasil (*North Brazil Undercurrent*, NBUc) según Stramma *et al.* (1995).

Cabe destacar, que en el Atlántico Sur se localizan dos de las regiones oceánicas con mayor nivel de energía del mundo: el área de confluencia de las corrientes de Brasil y Falkland en el occidente de la cuenca (Fig. 1.27), y la retrocesión de la Corriente de Agulhas (Figs. 1.26 y 1.27) en la margen oriental de la cuenca (Legeckis y Gordon, 1982; Garnier *et al.*, 2002).

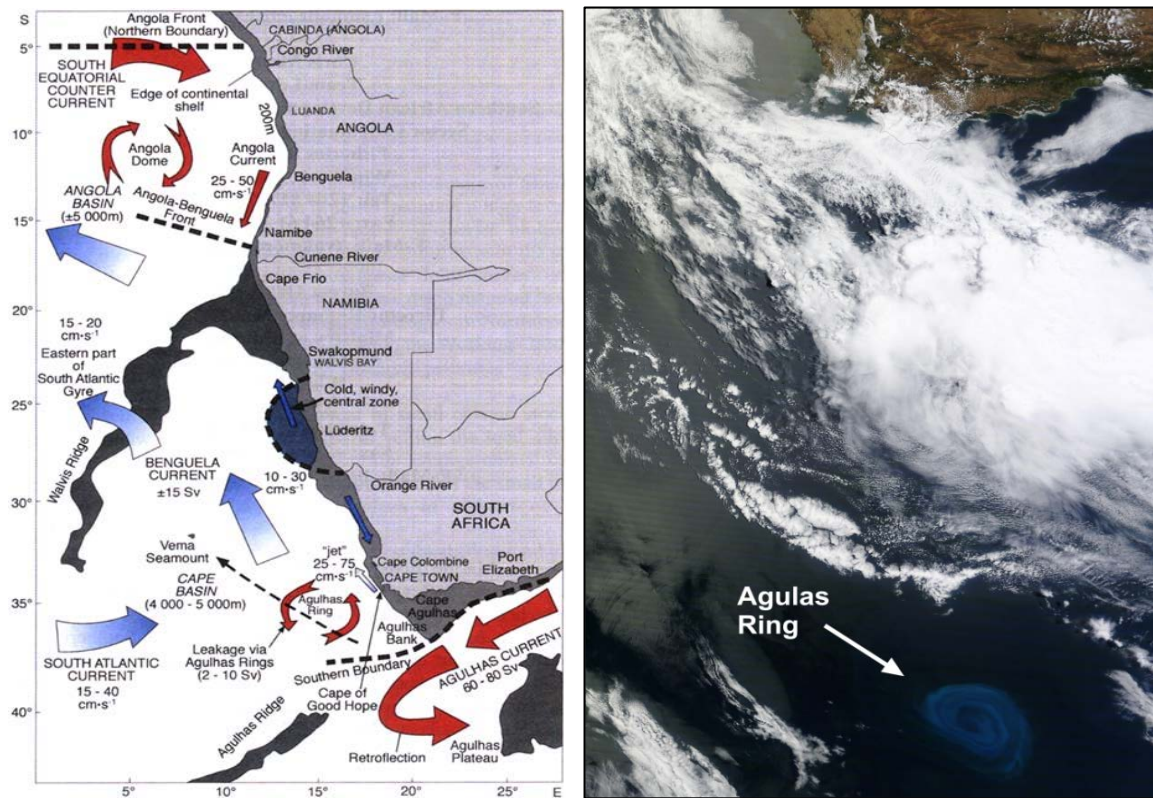


Figura 1.26. En la imagen de la izquierda se muestra un esquema de las principales corrientes que circulan entre la costa de Angola y Sudáfrica (Imagen tomada de <http://www.fao.org/>). En la figura de la derecha se aprecia el avance de un ring frente a Agulhas Cape (Imagen tomada de <https://modis.gsfc.nasa.gov/>).

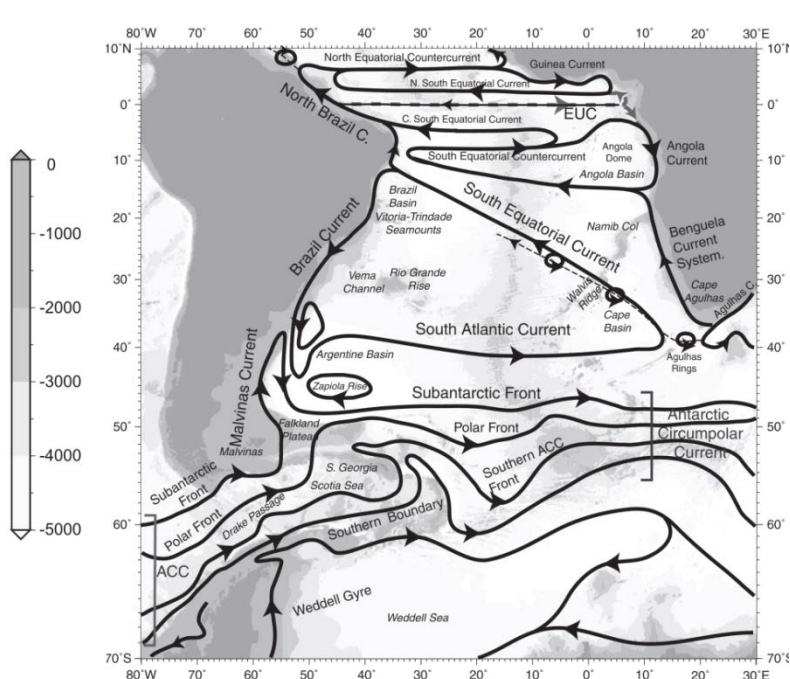


Figura 1.27. Mapa de las corrientes superficiales del Océano Atlántico. (Imagen tomada y modificada de <http://booksite.elsevier.com/DPO/chapter09.html>).

Eddies, rings y la Corriente de Benguela

Goni *et al.* (1997) observaron que hay una estrecha relación entre el transporte de la Corriente de Agulhas y la formación de “rings” o anillos (Fig. 1.26). El análisis de datos de altimetría por satélite indica que los “Agulhas Rings” están modulados por los flujos que atraviesan la Corriente de Madagascar y el Canal de Mozambique (Fig. 1.26). Estos estudios de altimetría muestran una significativa variabilidad anual en la tasa de formación de estos anillos (Goni *et al.*, 1997; Quartly y Srokosz, 2002). Se llegan a formar entre 5 y 6 anillos por año (Goni *et al.*, 1997; Schouten *et al.*, 2000) con diámetros de 300-400 km y altos niveles de energía cinética con velocidades en torno a $1000\text{-}4000\text{ cm}^2/\text{s}^2$ (Johnson, 1989; Patterson, 1985; Ducet *et al.*, 2000).

Los *Agulhas eddies* son anillos de gran escala constituidos de aguas templadas procedentes del Océano Índico, que ocasionalmente se introducen dentro del Sistema de Corriente de Benguela y progresan hacia el N a través de la Cuenca de Angola y la Dorsal de Walvis. Este intercambio de calor y sal en el Cabo de Agulhas, es crucial en la circulación termohalina global.

Interesa señalar, que la morfología del Giro Subtropical del Atlántico Sur es diferente según la masa de agua que se mida. Hacia el N la extensión del giro se reduce con el incremento de la profundidad, mientras que hacia el S el giro aumenta con el incremento de la profundidad (Tsuchiya *et al.*, 1994), como ocurre en la Dorsal de Walvis. Del sistema de corrientes que forman este Giro Subtropical, la Corriente de Benguela (CB) constituye su extremo oriental (Peterson y Stramma, 1987; Peterson y Stramma 1991; Wedepohl *et al.* 2000; Richardson y Garzoli, 2003) jugando un rol muy importante en la circulación termohalina y es la corriente más importante dentro del área de estudio, ya que su trayectoria pasa por la Dorsal de Walvis (Figs. 1.26 y 1.27). Esta corriente fluye hacia el N siguiendo la costa W sudafricana, desde Cabo de Agulhas en el 35°S hasta Cabo Fría en el 18.4°S, cerca de la frontera entre Angola y Namibia (Garzoli y Gordon, 1996) (Figs. 1.26 y 1.27). La corriente de Benguela está formada por aguas del Atlántico Sur subtropical e Índico, es decir, por agua atlántica tropical salina y baja en oxígeno, y agua subantártica fría (Reid, 1981; Peterson y Stramma, 1991; Stramma y England, 1999; de Ruijter *et al.*, 1999; Garzoli y Gordon, 1996). Shannon (1985) estimó que la anchura de la Corriente de Benguela era de 200-300 km, mientras que Wedepohl *et al.* (2000) determinó que en el S la corriente tenía un ancho de 200 km, pero que, en el N, esta llegaba a alcanzar los 750 km.

El sistema de Benguela está limitado al N por la Corriente de Angola, la cual fluye hacia el S, y en su parte meridional se encuentra limitado por Corriente cálida de Agulhas, procedente del Océano Índico

(Shillington, 1998). Garzoli y Gordon (1996) destacan que, en los 30°S la Corriente de Benguela se encuentra confinada entre la costa oeste sudafricana y la Dorsal de Walvis (ca. 1200 km de costa).

Los resultados del Proyecto **BEST** (*Benguela Sources and Transport*, 1992-1993) sugieren que se pueden distinguir dos partes dentro de la Corriente de Benguela (CB), una parte estacionaria que se localiza entre la Costa Africana y los 8°E, y una componente local transitoria localizada entre los 8°E y la Dorsal de Walvis en los 3°E. Este tramo transitorio estaría compuesto en su mayor parte por “*Agulhas Rings*” (Garzoli *et al.*, 1997; Goni *et al.*, 1997). En su trayectoria hacia el N, la parte estacionaria de la CB se desvía de la costa sudafricana aproximadamente en los 30°S tomando una dirección NW, dando lugar a la llamada Extensión de la Corriente de Benguela (*Benguela Current Extension*, BCE), que según los datos del proyecto BEST correspondería a la parte transitoria, produciéndose un rápido ensanchamiento de la corriente (Peterson y Stramma, 1987). Dos ramas de la Corriente de Benguela continúan a lo largo de la costa, mezclándose finalmente, uno de ellos con la Corriente de Angola en el Frente Angola-Benguela, cerca de los 16°S (Wedepohl *et al.* 2000).

Los límites de la Extensión de la Corriente de Benguela (BCE) están claramente definidos en los 750 m de profundidad, siendo su extremo meridional los 35°S, mientras que su extremo septentrional está marcado por una corriente hacia el E localizada entre los 18°S y los 21°S. El transporte hacia el W de la Extensión de la Corriente de Benguela está estimada en 15 sverdrup (Sv), aunque aproximadamente 1.5 Sv de este transporte es llevado a cabo por los “*Agulhas Rings*” (*eddies*) que cruzan cada año la Dorsal Mesoatlántica. El transporte total de la Extensión de la Corriente de Benguela hacia el W a 1000 m de profundidad y entre los 18°S-33°S fue estimado en 29 Sv (Richardson y Garzoli, 2003).

Respecto a velocidad superficial de la CB, Shannon (1985) concluyó que la velocidad media era de 17 cm s⁻¹. Wedepohl *et al.* (2000) establecieron que la media de las velocidades iba desde menos de 11 cm s⁻¹ a los 23 cm s⁻¹. Aparentemente, el mayor aumento de las velocidades aparece en el S durante el verano y al N durante el invierno. Este modelo se corresponde con el campo de vientos estacional.

Se han realizado varias estimaciones del transporte de la Corriente de Benguela. Sverdrup *et al.* (1942) estimaron que el caudal era de 18.7 Sv en los 30°S y a 1200 m de profundidad. Fu (1981) calculó el transporte geostrófico a lo largo del paralelo 32°S y en la isobata de 500 m de profundidad en 20 Sv. Shannon (1985) obtuvo un caudal de 15 Sv. Stramma y Peterson (1989) midieron 21 Sv en los 32°S y 18 Sv en los 30°S fuera de la costa. Garzoli y Gordon (1996) concluyeron que el transporte era de 13 Sv de media. Como puede deducirse el transporte a lo largo de la Corriente de Benguela tiene gran variabilidad

a pequeña escala espacio/temporal, especialmente si se produce la formación rings o eddies en las proximidades (Garzoli *et al.* 1997).

Garzoli *et al.* (1996) determinan que entre la plataforma continental y la Dorsal de Walvis, la Corriente de Benguela está formada por un 50 % de agua del Atlántico Central, un 25 % de agua de Océano Índico y un 25 % de la mezcla de agua de la Corriente de Agulhas y del Atlántico Tropical. Mientras que otros estudios realizados sobre la contribución de la Corriente de Agulhas (procedente del Océano Índico), muestran porcentajes de esta corriente entre el 0% (Rintoul, 1991) y el 50% (Gordon *et al.*, 1992).

La terminología “Corriente de Benguela” también sirve para describir uno de los cuatro grandes sistemas de upwelling costero del mundo (Peterson y Stramma, 1987). Estos sistemas de *upwelling* se encuentran asociados a los límites orientales de los principales giros subtropicales. Los vientos predominantes son responsables del fuerte transporte de Ekman, lo que da lugar al fenómeno del *upwelling* costero (Fig. 1.28).

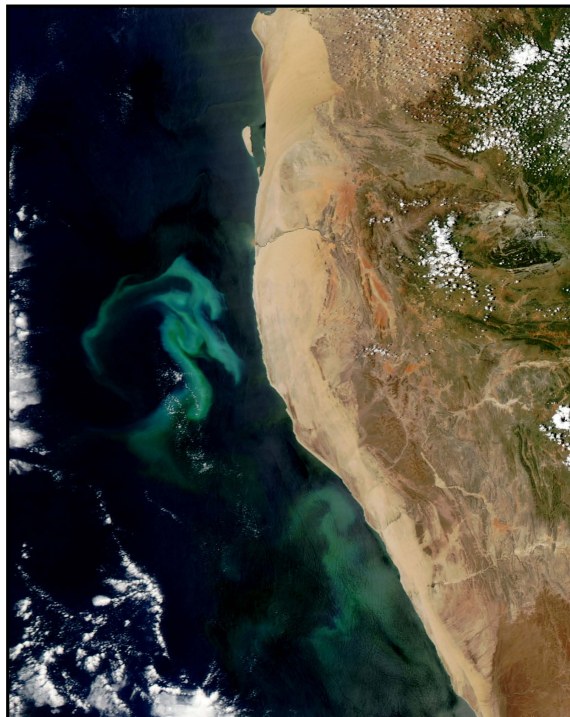


Figura 1.28. Ejemplo de upwelling frente a las costas de Angola y Namibia (Imagen tomada de <https://earthobservatory.nasa.gov>).

Otro fenómeno a destacar en el sistema de la Corriente de Benguela es el llamado “Benguela Niño”. Como el fenómeno de “El Niño” que se da en el Océano Pacífico, el “Benguela Niño” se da como resultado de condiciones atmosféricas anómalas en el Atlántico tropical occidental (Boyer *et al.*, 2000). Cada año se produce una intrusión hacia el S del agua cálida de la Corriente de Angola dentro de la

Corriente de Benguela, pero durante el “Benguela Niño”, el Frente de Angola-Benguela es desplazado hacia el S, causando la advección de agua cálida y altamente salina hasta el paralelo 25°S (Shannon *et al.* 1986, Boyer *et al.* 2000). En tiempos recientes y hasta la actualidad, se han registrado tres eventos de “Benguela Niño” que tuvieron lugar en 1934, 1963 y 1984. Durante el evento acontecido en 1963 se registraron temperaturas del agua en la costa de Namibia entre 2 y 4°C más altas de lo normal, y la presión a nivel del mar fue superior a la media. Hay que reseñar, que los eventos de “Benguela Niño” son mucho menos intensos y dañinos, que los eventos de “El Niño” que se dan en el Pacífico (Shannon *et al.*, 1986).

1.3.3.3 Masas de agua

De manera general, el modelo de circulación en el Océano Atlántico Sur (Fig. 1.29) se caracteriza por una masa de agua profunda, fría y salada que fluye hacia el S a lo largo de la costa E de América del Sur, la llamada *North Atlantic Deep Water* (NADW). Compensando esta masa de agua, fluye hacia el N una mezcla de aguas superficiales y centrales, cálidas y saladas, y aguas frías intermedias, conocidas como *Antarctic Intermediate Water* (AAIW), o las llamadas *Atlantic Intermediate Water* por Garzoli y Matano (2011). Además, el agua de fondo de la Antártida fluye por las profundidades hacia el N llegando hasta una latitud de unos 40° N, constituyendo la masa de agua *Antarctic Bottom Water* (AABW) que se introducen en forma de cuña por debajo de la *North Atlantic Deep Water* (NADW) procedente del N.

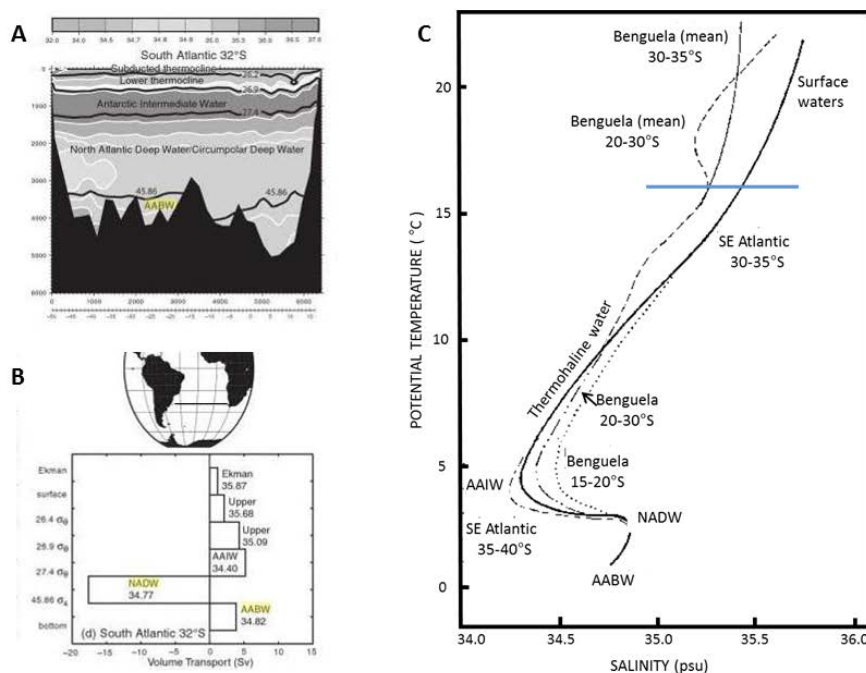


Figura 1.29. **A)** Masas de agua del atlántico Sur; **B)** Histograma con el volumen de transporte de cada una de las masas de agua; **C)** Potencial de temperatura-salinidad y principales masas de agua características del Atlántico SE y Sistema de Benguela. Adaptado de Shannon y Nelson (1996).

1.3.3.3.1 Aguas Superficiales y Centrales

Las aguas superficiales se caracterizan por una alta salinidad y por formarse, por subducción, entre los 12° S y los 15° S, en la región de transición trópico/subtrópico (Tomczak y Godfrey, 1994). Las aguas centrales (*Central Water*, CW) están, en general, subducidas bajo la termoclina y se forman, en la confluencia de las corrientes de Brasil y Falkland, en el Atlántico suroccidental (Gordon, 1981; Gordon, 1989; Vivier y Provost, 1999), y presentan características de Subtropical Mode Water (SMW) con temperaturas entre los 16-18°C (Garzoli y Matano, 2011).

El agua de invierno localizada en la Zona Subantártica, entre el Frente Subantártico y el Frente Subtropical, recibe el nombre de *Subantartic Mode Water* (SAMW) (Mc Cartney 1977, 1982). En la parte septentrional de la Zona Subantártica se localiza un tipo de SAMW, la llamada *Subantartic Central Water* (SACW) (Fig. 1.30) que forma parte del Giro Subtropical (Provost *et al.*, 1999). La *Subantartic Central Water* es transportada dentro de la *South Atlantic Current* hacia África, pasando en parte a contribuir directamente a la corriente de Benguela y en parte al Océano Índico en una ruta al S de la Corriente de Agulhas (Stramma y England, 1999). En las regiones tropicales, la *Subantartic Central Water* presenta un mínimo de oxigenación que se registra en torno a los 300-400 m de profundidad, marcando su límite inferior. La curva temperatura/salinidad definida entre los 5°-20°C de temperatura y los 34.3-36.0 ups de salinidad de esta corriente es muy similar a las curvas obtenidas para las Aguas Centrales de la India y el Pacífico sudoriental (Tomczak y Godfrey, 1994).

El origen de las aguas superficiales del Océano Atlántico Sur se debe principalmente al aporte de estas desde el Océano Pacífico e Índico (Garzoli y Matano, 2011) y en menor medida a la producción local (Stramma y England, 1999).

El mecanismo de entrada de las aguas superficiales procedentes del Océano Pacífico e Índico, ha sido un tema controvertido. Gordon (1986) propuso la hipótesis de “la ruta cálida”, mediante la cual postuló que el Sur Atlántico recibía la mayor parte de sus aguas superficiales del Océano Índico en forma de *eddies* y de flujos procedentes de la Corriente de Retrocesión de Agulhas, y que son conducidas hacia el noroeste por la Corriente de Benguela y la Extensión de la Corriente de Benguela. Rintoul (1991), propuso una teoría alternativa “la ruta fría”, por la cual las *Antarctic Intermediate Water* (AAIW) son inyectadas desde el Pacífico a través del Corredor de Drake y donde transforman en aguas superficiales. Para reconciliar la diferencia entre ambas teorías, Gordon *et al.* (1992) propusieron una modificación de su teoría inicial de “la ruta cálida” en la que las AAIW fluyen hacia el este a través de la Corriente del Atlántico Sur hasta el Océano Índico, donde son recirculadas por la Corriente de Agulhas.

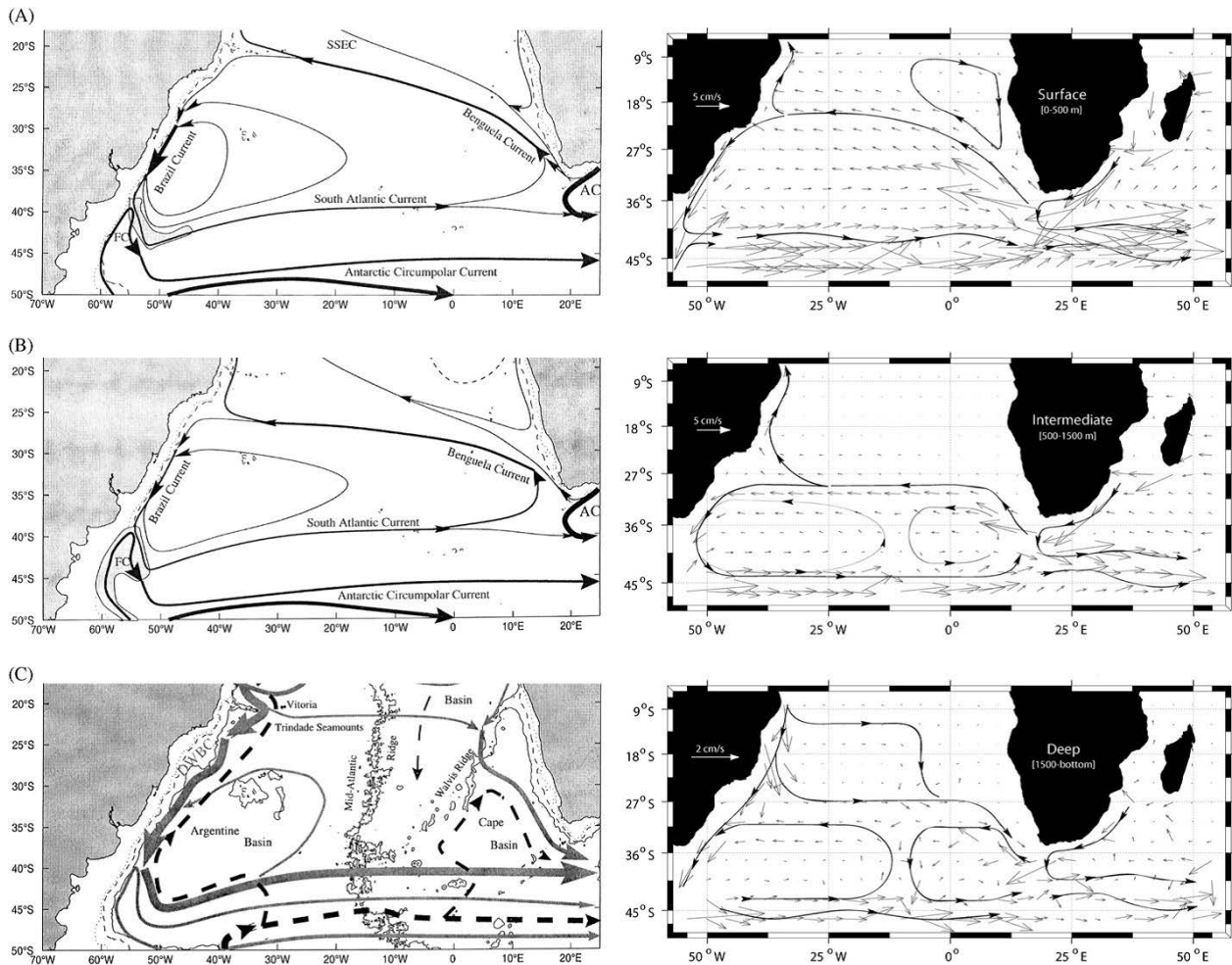


Figura 1.30. En las figuras de la izquierda se representa a gran escala la circulación de las masas de agua (A) SACW, (B) AAIW y (C) NADW. Las figuras de la derecha, se muestra el Modelo de Circulación Oceánica Paralela, mostrando la media de velocidades para: superficie (0–500m) (imagen superior), intermedio (500–1500 m) (imagen central), y profundo (1500 m al fondo) (imagen inferior). Imagen tomada Garzoli y Matano, 2011.

Ambas teorías fueron el centro de muchos trabajos de investigación. La teoría de “la ruta fría” fue aceptada por England *et al.*, 1994; Macdonald, 1996; de las Heras y Schlitzer, 1999; Marchisiello *et al.*, 1998; Sloyan y Rintoul, 2001; Nof y Gorder, 1999; You, 2002. Mientras que la teoría de “la ruta cálida” fue sostenida por Holfort y Siedler, 2001; Weiher *et al.*, 2002; Donners y Drijfhout, 2004; Speich *et al.*, 2002. Otros autores como Matano y Philander, 1993; Macdonald y Wunsch, 1996; Poole y Tomczak, 1999 consideraron modelos basados en ambas teorías.

1.3.3.3.2 Aguas Intermedias

Las aguas intermedias del Atlántico Sur, denominadas *Antarctic Intermediate Water* (AAIW) (Fig. 1.31) fluyen hacia el N cruzando el ecuador hasta alcanzar el Atlántico Norte, donde el agua es enfriada y

renovada dentro de las aguas profundas, las cuales regresan al Atlántico Sur (Gordon *et al.*, 1992; Sloyan y Rintoul, 2001).

Las *Antartic Intermediate Water* tienen su origen en dos áreas: la región superficial en la confluencia de las corrientes de Brasil y Malvinas, al N del Corredor de Drake (Drake Passage, DP) (Talley, 1996), y el Océano Índico a través del sistema de corrientes Agulhas/Benguela (Garzoli y Gordon, 1996). La entrada de las AAIW en el Giro Subtropical del Atlántico Sur se da en las cercanías de la zona de confluencia de las corrientes de Brasil y Falkland, para pasar a formar parte de la Corriente de Atlántico Sur (*South Atlantic Current*, SAC) según Mc Cartney, 1977; Tsuchiya *et al.*, 1994; Boebel *et al.*, 1999a, la cual forma el límite meridional del Giro Subtropical.

Las estimaciones relativas al flujo de agua que entra en la Corriente de Benguela como AAIW varía entre valores cercanos al 0% (Rintoul, 1991) y el 50% (Gordon *et al.*, 1992). Mientras que Sloyan y Rintoul (2001) sugieren que la entrada desde la *South Atlantic Central Water* y de la *Antartic Intermediate Water* ($T < 10^{\circ}\text{C}$) dentro de la Corriente de Benguela se produce en la misma proporción.

Caracterizada según un muestreo localizado en la posición 30°S y 7°W , con temperatura del agua menor de 6°C , las aguas intermedias presentan una baja salinidad (< 34.4 psu), un elevado contenido en oxígeno (> 4.4 ml/l) y un rango de densidades que van desde los 27.05 a los 27.4 Kg/m^3 (Richardson y Garzoli, 2003). La baja salinidad de la masa AAIW es una de las características más notables del Océano Atlántico, y su trayectoria puede seguirse fácilmente a través del ecuador hasta el Atlántico Norte (Richardson y Garzoli, 2003). Otra de sus características es el alto contenido de oxígeno que presenta al N de los 50°S , y hasta llegar a los 15°S , donde la masa de agua presenta sus valores mínimos de oxígeno e incluso su ausencia. Tsuchiya *et al.* (1994) ubican el límite N de mínima oxigenación en el Frente Subtropical-Subecuatorial (*Subtropical-Subequatorial Front*, SSF). La superficie de mínima salinidad se encuentra a una profundidad de 300 m cerca del Frente Subantártico (*Subantartic Front*, SF) (45°S), descendiendo hacia el N a 900 m en los 30°S cerca del centro del Giro Subtropical, para volver a ascender hasta los 700 m en el ecuador (Tsuchiya *et al.*, 1994). En el límite E del Giro Subtropical, la *Antartic Intermediate Water* presenta una fuerte disminución en los valores de oxígeno, mientras que los valores de nitratos y sulfatos se incrementan debido al fuerte consumo local de oxígeno (Reid, 1989).

El transporte de aguas intermedias sobre la Dorsal de Walvis fue estimado en 15 ± 2 SV, y aproximadamente el 1.5 SV de este transporte se debe a los anillos o *rings* que cruzan la Dorsal Mesoatlántica cada año. El transporte total que se produce hacia el oeste en la Corriente de Benguela a una profundidad de 1000 m, entre los 18°S y los 33°S , fue estimado por Richardson y Garzoli (2003) en

29 SV. Estos autores, también sugieren que los *eddies* suponen un importante mecanismo de transporte de la *Antartic Intermediate Water* a través de la Dorsal de Walvis.

1.3.3.3 Aguas Profundas

La evolución del clima está ligada, en gran medida, al intercambio de calor que se da entre el Atlántico Sur y el Atlántico Norte. Este transporte de energía está relacionado con la formación y magnitud de las capas de hielo polar la transferencia dinámica de calor según el modelo de circulación profunda o circulación termohalina (Lappo 1984; Broecker, 1991) (Fig.1. 31).

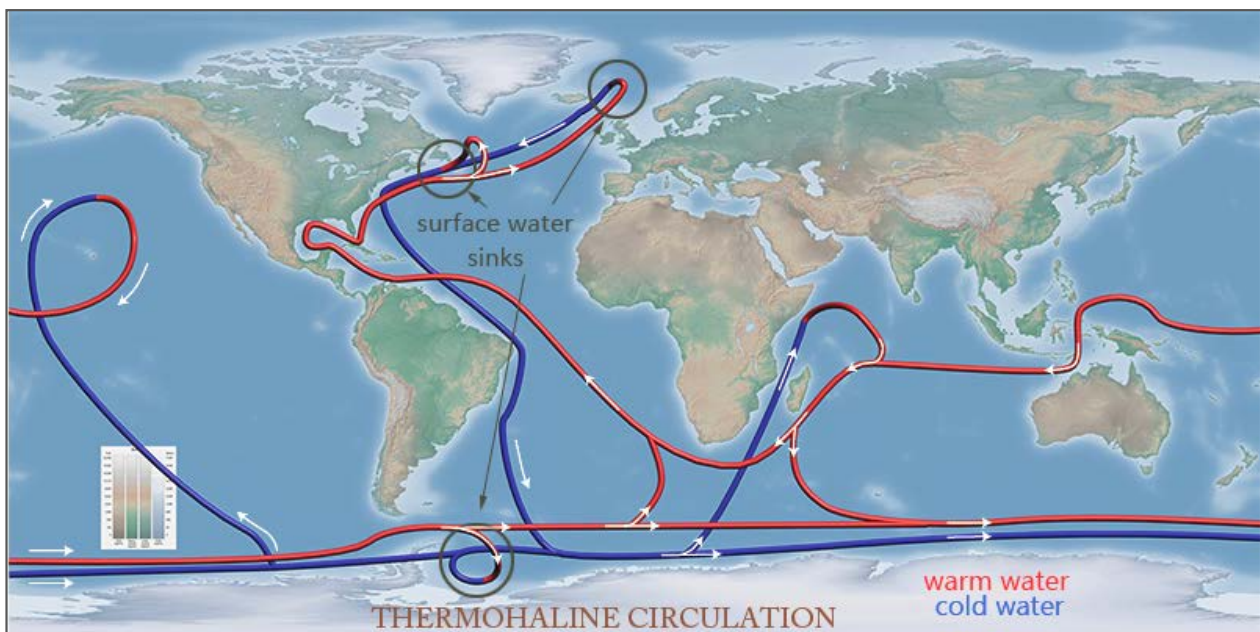


Figura 1.31. Circulación Termohalina (CTH). Imagen tomada de <https://h370corner.blogspot.com>.

Esta CTH es la responsable de la formación de las aguas profundas, que se forman en el Océano Atlántico, la *North Atlantic Deep Water* (NADW) dentro del Atlántico Norte, y las *Antartic Bottom Water* (AABW) y *Circumpolar Deep Water* (CDW), generadas en el Atlántico Sur.

North Atlantic Deep Water, NADW

La *North Atlantic Deep Water* (NADW) se distingue de otras masas de agua por localizarse entre 1200 m y 4000 m de profundidad (Baum, 2004), presentar altos valores tanto de salinidad, en torno a 34.8-35 ups, como de concentración de oxígeno, y por su bajo porcentaje de nutrientes (Wüst, 1936; Larque *et al.*, 1997; Vanicek y Siedler, 2002). Esta masa de agua se concentra en un intervalo de temperaturas de 1.5°C a 4°C.

Las densas aguas del Hemisferio Norte localizadas en las capas más profundas del Océano Ártico no pueden adentrarse en el Océano Atlántico debido a que no pueden superar o sortear las barreras físicas localizadas entre ambos océanos. Según Koltermann *et al.* (1999) las aguas que se localizan sobre estas, son las que fluyen hacia el Atlántico a través del Estrecho de Dinamarca (*Denmark Strait Overflow Water*, DSOW) (Macrander *et al.*, 2007) y del umbral de Islandia-Escocia (*Iceland-Scotland Overflow Water*, ISOW) (Van Aken y de Boer, 1995) las que dan lugar a la formación de la *North Atlantic Deep Water* (Fig. 1.32). En su recorrido hacia el sur, la NADW se encuentra relacionada también con las aguas del Mar del Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW) y del Mar de Irminger (Pickart *et al.*, 2003). Las *Iceland-Scotland Overflow Water* fluyen hacia la Cuenca de Irminger a través de la zona de fractura de Charlie Gibbs (*Charlie Gibbs Fracture Zone*, Worthington y Volkma, 1965). Mamayev (1992) estableció que los 60°N era la franja más meridional donde tiene lugar la formación de la NADW, aunque Keeling y Peng (1995) afirman que, al sur de esta franja, la NADW sufre una fuerte transformación debido a la influencia de aguas procedentes del Mar Mediterráneo (*Mediterranean Sea Water*). Por lo que la configuración final de la *North Atlantic Deep Water* estaría dada por la mezcla de *Labrador Sea Water*, *Iceland-Scotland Overflow Water*, *Denmark Strait Overflow Water* y *Mediterranean Sea Water*.

La NADW se propaga hacia el Atlántico Sur a través de la *Deep Western Boundary Current* (Mamayev, 1992) con un transporte neto de agua hacia el S de entre 14 y 18 Sv que se localiza aproximadamente a los 30°S (Schmitz, 1996). En su recorrido hacia el sur, se identifican varias rutas de la propagación de la NADW hacia el E, que justificarían la presencia de esta masa de agua en la Dorsal de Walvis (Fig. 1.33): 1) Arhan *et al.* (1998) y Schmitz (1996a) proponen una ruta que transcurre a lo largo del ecuador, 2) Larque *et al.* (1997) propone dos rutas, una en los 5°S que no llegaría a pasar a través de la Dorsal Mesoatlántica y otra ruta en los 15°S, que también es apoyada por Arhan *et al.* (1998) y que si alcanzaría la Dorsal de Walvis.

En el extremo meridional del *Deep Western Boundary Current*, la *North Atlantic Deep Water* se mezcla con la AABW y fluyen hacia el E formando la *Circumpolar Deep Water* (CDW), aportando aguas profundas al Océano Índico y Pacífico. Dentro del Atlántico Sur, Molinari *et al.* (1990) y Tsuchiya *et al.* (1994) dividen la *North Atlantic Deep Water* en tres capas: 1) *Upper North Atlantic Deep Water* (UNADW), 2) *Middle North Atlantic Deep Water* (MNADW) y 3) *Lower North Atlantic Deep Water* (LNADW). La *Upper North Atlantic Deep Water* se distingue por presentar los valores más altos de salinidad, mientras que la *Middle North Atlantic Deep Water* y la *Lower North Atlantic Deep Water* presentan las mayores concentraciones de oxígeno (Tsuchiya *et al.*, 1994). Según Molinari *et al.* (1992) la MNADW presenta

niveles mínimos de clorofluorocarbono (CFC), mientras que la UNADW y LNADW presentan máximo locales de clorofluorocarbono.

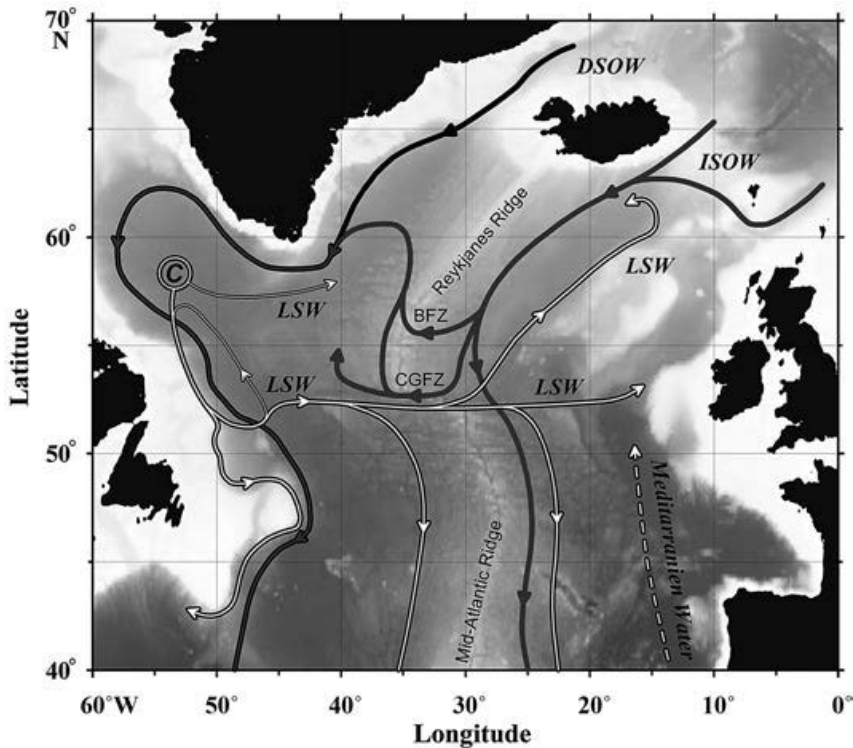


Figura 1.32. Esquema del recorrido de las principales masas de agua que influyen en la configuración de la *North Atlantic Deep Water* según Koltermann *et al.* (1999). Las masas de agua intermedias se muestran con líneas de color blanco; la *Mediterranean Sea Water* aparece como una línea blanca discontinua; las aguas profundas son mostradas con líneas de color negro y gris. La C indica la región de convección localizada en el Mar de Labrador. Acrónimos: BFZ, Bight Fracture Zone; CGFZ, Charlie Gibbs Fracture Zone; LSW, Labrador Sea Water; DSOW, Denmark Strait Overflow Water; ISOW, Iceland Scotland Overflow Water. Imagen tomada de Morozov *et al.*, 2010. z

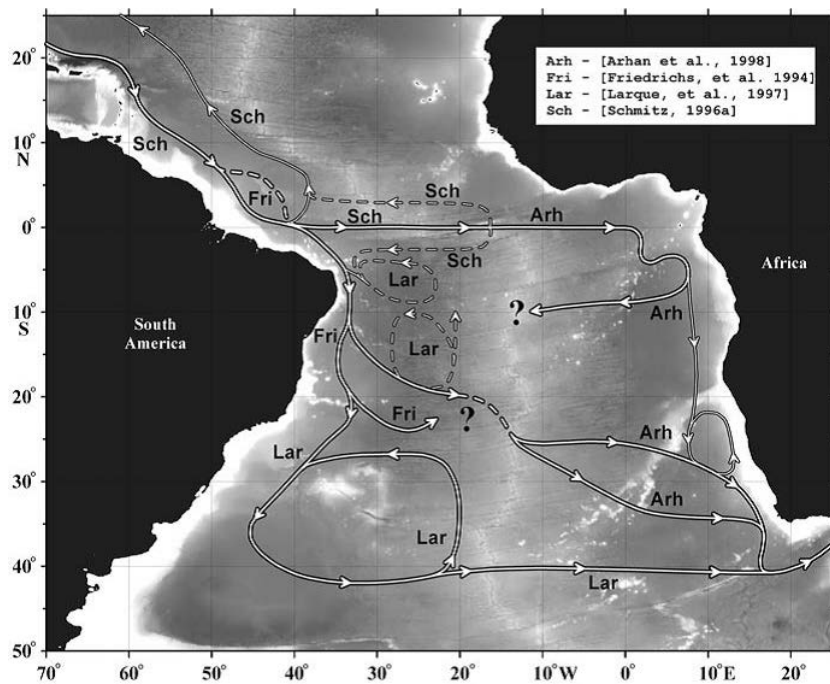


Figura 1.33. Recorrido de la masa de agua *North Atlantic Deep Water* dentro del Atlántico Sur basada en la hipótesis de diferentes autores. Tanto las líneas discontinuas como los signos de interrogación, indican rutas cuestionables de la propagación de la NADW. Imagen tomada de Morozov *et al.* (2010).

Según Demidov (2003), al sur de los 25°S no es posible mantener la división en capas establecida por Molinari *et al.* (1990) y Tsuchiya *et al.* (1994) de la NADW, debido a la ausencia de *Middle North Atlantic Deep Water* y la fuerte similitud entre la *Upper North Atlantic Deep Water* y la *Lower North Atlantic Deep Water*.

Antartic Bottom Water, AABW

En el hemisferio S se da la formación de una masa de agua profunda más fría que la *North Atlantic Deep Water* generada en el hemisferio N, la *Antartic Bottom Water* (AABW). Esta masa de agua nace en los mares de la plataforma de la Antártida, especialmente bajo las banquisas del Mar de Wedell, donde se genera el 60-65% (Orsi *et al.*, 1999; Rintoul, 1998; Carmack, 1977), y el Mar de Ross. Su formación, por tanto, tiene lugar en el talud Antártico, como resultado de la mezcla de aguas frías (-1.7°C) y pesadas, las denominadas *Antiarctic Shelf Water* (ASW) con aguas más ligeras, cálidas (> 0°C) y salinas correspondientes a la *Circumpolar Deep Water* (CDW). La formación de la *Antiarctic Shelf Water* y de la *Antartic Bottom Water* (Fig. 1.34) ocurre cuando confluyen ciertas condiciones como son: a) la existencia de fuertes vientos catabáticos que empujan mar adentro los hielos que se van formando en la costa, dejando las zonas costeras temporalmente libres de hielo, las llamadas polynyas, donde se renueva continuamente el proceso de congelación. De esta manera, la sal rechazada al producirse el enfriamiento intenso del agua, conduce a la separación de una fase sólida flotante de agua pura en forma de hielo, saliniza el agua muy fría de la costa y la densifica, dando lugar a la formación de AABW. Para ello son necesarias dos condiciones: a) una suficiente anchura de la plataforma para que se produzca una intensa interacción con la atmósfera; y b) que exista un sistema de cañones a lo largo del talud que transporten desde la plataforma hacia las zonas más profundas la densa *Antiarctic Shelf Water*.

La *Antarctic Bottom Water* (AABW) se caracteriza por presentar temperaturas inferiores a los 2°C en el Atlántico Sur (Wüst, 1936) llegando a alcanzar -1.7°C (Whitworth *et al.*, 1998). El valor medio de salinidad es de 34.65 ups. Las estimaciones del caudal de la AABW varían entre 2 Sv y 9 Sv, si bien en épocas más frías podría llegar hasta los 15 Sv. Las aguas más frías de las AABW se encuentran rellenando la Cuenca de Argentina, en el SW del Atlántico Sur.

La *Antarctic Bottom Water* fluye por el fondo marino hacia el N llegando hasta una latitud de aproximadamente 40°N en forma de cuña por debajo de la *North Atlantic Deep Water* procedente del N. El principal factor que influye en el progreso hacia el N y en la modificación de la *Antarctic Bottom Water*, es la morfología del fondo marino. En el sector suroriental del Océano Atlántico Sur, el avance de la AABW de la Cuenca de Cape hacia la Cuenca de Angola se ve limitado por la presencia de la Dorsal de

Walvis que separa ambas cuencas, aunque algunos autores estiman que un pequeño porcentaje se propaga a la Cuenca de Angola. Las posibles zonas de paso de AABW a través de la Dorsal de Walvis son Walvis Passage en el 37°S (Connary y Ewing, 1974), Namib Col en el 22°S (Arhan *et al.*, 2003), Walvis Kom en el 32°S (Shannon y Chapman, 1991) y sobre los 28°S (Arhan *et al.*, 2003; Bartels *et al.*, 2008).



Figura 1.34. Proceso de formación de la masa de agua *Antarctic Bottom Water* (Imagen tomada de www.pelagiablog.blogspot.com).

En su trayecto hacia el norte, la AABW atraviesa el Canal de Vema (*Vema Channel*) (Hogg y Owens, 1999), en la Cuenca de Brasil, donde las aguas llegan a alcanzar temperaturas inferiores a 0°, integrándose finalmente en la *Deep Western Boundary Current* (DWBC) que discurre a lo largo de la costa sobre los 15°S. Al llegar al ecuador, la DWBC que transporta la AABW se divide en un flujo que fluye hacia el E atravesando la Dorsal Mesoatlántica a través de la *Romanche Fracture Zone* y un flujo hacia el N que atraviesa el ecuador (Mercier y Speer, 1998). El ramal de flujo que fluye hacia el E, se mezcla con la NADW y retorna hacia el S por el límite oriental del Atlántico tropical, rellenando desde el N las cuencas abisales del NE del Atlántico Sur. El flujo hacia el N de la *Antarctic Bottom Water* gira hacia la parte occidental de la Dorsal Mesoatlántica (DM). Este cambio en el flujo se produce a través de la *Vema Fracture Zone* (VFZ) en el paralelo 11°N, convirtiéndose en una fuente de aguas abisales del Atlántico Norte nororiental (Van Aken, 2000).

El Agua de fondo de la Antártida (AABW) puede ser dividida en dos componentes; a) la AABW superior, originada en la Corrientes Circumpolar Antártica (ACC) y formada por antiguas masas de agua profundas (*Lower Circumpolar Deep Water*, LCDW) y b) las AABW con densidades > 46.06 Kg/m³ que afloran en el Mar de Wedell (*Wedell Sea Deep Water*) según Siedler *et al.* (1996).

Según Broecker (1991) existe una conexión entre la producción de *North Atlantic Deep Water* (NADW) en los Mares Nórdicos y la producción de AABW en la Antártida, de tal forma que cuando una aumenta, la otra disminuye y viceversa. En realidad, este esquema de circulación oceánica es aún más complicado, porque aparte de estas masas de aguas (NADW y AABW) existen otras corrientes de aguas intermedias que también pueden formar sus propios circuitos y jugar un papel importante en el cambio climático. Tal es el caso de la Agua Intermedia Antártica (AAIW) que se forma especialmente frente a la costa occidental de América del Sur y que parece ser relevante en la distribución de calor y sal en el Pacífico. Sus variaciones parecen estar ligadas, a escala multiseccular, a las variaciones bien estudiadas del Atlántico Norte (Pahnke, 2005).

Capítulo II: Metodología

En este apartado se describirá la instrumentación requerida para la realización de las campañas incluidas en el Proyecto-RAPSUR realizadas a bordo del B/O Vizconde de Eza (Fig. 2. 1), la metodología de trabajo empleada para la prospección de las áreas de trabajo incluidas en el proyecto, y finalmente cuáles han sido los métodos para el procesado y análisis de los datos.



Figura 2.1. Buque Oceanográfico Vizconde de Eza, perteneciente a la Secretaria General de Pesca (SGP).

2.1 Realización de campañas

A continuación, se hará una descripción de los sistemas de los que dispone el B/O Vizconde de Eza para la adquisición de los datos batimétricos, sísmicos e hidrográficos.

2.1.1 Instrumentación

2.1.1.1 Sistema de Navegación y Posicionamiento

La navegación se efectuó utilizando un ploter de navegación modelo Simrad Planning Station, SPS. Se trata de un sistema modular compuesto por un ordenador central, una unidad de CD-Rom y un panel de control. Este sistema permite la navegación mediante cartografía electrónica denominada “Electronic Chart Display and Information System” (ECDIS), cumpliendo todos los estándares requeridos para la navegación electrónica (IMO-approved ECDIS). En él, la posición real del barco se muestra en la carta

náutica electrónica, basándose en la información de los sensores de navegación. De este modo el símbolo del barco puede observarse relacionado con todos los eventos de la navegación, rutas planificadas, objetos en tierra, faros, jaulas de peces, líneas batimétricas, límites de seguridad, etc.

A bordo del B/O Vizconde de Eza el posicionamiento se realizó mediante un GPS Diferencial, modelo *SeaStar*. En este sistema se insertaron de forma continua las correcciones diferenciales, normalizadas según formatos RTCM 104 (v2.1), al ritmo que permitía el canal de comunicaciones. El operador de correcciones diferenciales utilizado fue el sistema proporcionado por Fugro®, empleado como sistema de suministro de correcciones diferenciales al primario de navegación. Básicamente, consiste en una red de estaciones de referencia en tierra, que transmiten sus correcciones diferenciales a través de un satélite de comunicaciones geoestacionario, y son recibidas a bordo con una antena de reducidas dimensiones. Recibidos los conjuntos de correcciones diferenciales de las ocho estaciones más próximas, el receptor *SeaStar* ejecuta un algoritmo de filtrado de todas ellas, ponderadas en razón de la distancia existente entre cada una y la estación móvil. Básicamente se utilizó como guía de navegación, para generar los mensajes en código ASCII, de los datos de navegación más relevantes y para su distribución a los instrumentos. Los mensajes son recogidos en el servidor y desde él, distribuido por la red local. Todas las posiciones han sido calculadas en el sistema de referencia WGS 84, al cual los navegadores GPS refieren siempre sus datos. Esto evita la existencia de errores incontrolados por transformación de coordenadas.

El movimiento del barco viene controlado por un sistema Seatex-Simrad Seapath 200, que determina con gran exactitud el comportamiento instantáneo del buque. Está compuesto por un sensor inercial (MRU), un sistema de antenas, una unidad de proceso y un ordenador conectado a ella (Fig. 2.2). El sistema Seapath recibe datos del sensor de movimiento, del GPS diferencial y opcionalmente de la giroscópica, para incrementar la fiabilidad. El sistema proporciona datos precisos del rumbo (heading), balanceo (roll), cabeceo (pitch) y guiñada (yaw) (Fig. 2.2), y junto al GPS Diferencial (GPSD) determina la posición y la velocidad. Estas prestaciones se obtienen con un mínimo de 4 satélites visibles y correcciones diferenciales en el GPS.

El buque dispone de un sistema de posicionamiento dinámico Kongsberg SDP10. El sistema permite controlar de forma automática y programada las maniobras del buque, lo que permite fijar una posición y mantener al buque en ella con el mínimo movimiento mediante la corrección de factores tales como la corriente, el viento, etc. Su principio básico consiste en la integración de los datos generados por los sensores; giroscópicas, receptores GPSD, sensores de movimiento, cabeceo, balanceo y oleaje, anemómetros y corredera. Todos estos datos son procesados en tiempo real con una alta velocidad de

actualización, lo que posibilita una reacción inmediata. Para contrarrestar los efectos no deseados se emprenden acciones mediante la aplicación de señales analógicas sobre los elementos actuadores del buque, ya sean hélices principales, timones y hélices transversales.

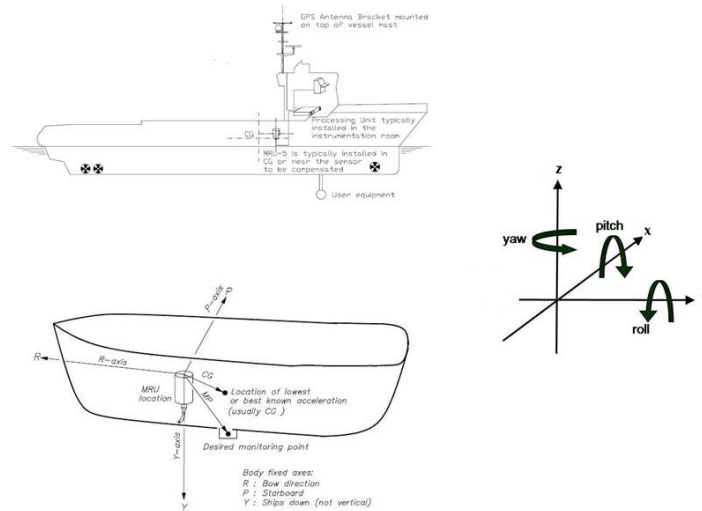


Figura 2.2. Esquema del posicionamiento en el barco de la antena GPS y del MRU, acompañado de los movimientos inerciales de roll, pitch y yaw.

Las prestaciones del sistema se recogen en la tabla 2.1.

Precisión del Roll y Pitch	0.05° RMS
Precisión de Heading con una antena de base 2.5 m	0.075° RMS
Precisión de Heading con una antena de base 4 m	0.05° RMS
Error del factor escala en el Heading	0.2%
Precisión de Heave	0.05 m RMS
Precisión de Posición	2.5 m (95% CEP)
Precisión de Velocidad	0.03 m/s ó 0.07 m/s (95% CEP)

Tabla 2.1. Sistema de navegación en el B/O Vizconde de Eza. RMS: Root Mean Square o Error Cuadrático Medio. CEP: Circular Error Probability.

2.1.1.2 Ecosonda Multihaz Simrad EM 300

La ecosonda EM 300 es una ecosonda multihaz de rango medio que posee una gran resolución, alta velocidad de adquisición de datos, fiabilidad y facilidad de operación. La ecosonda opera en una frecuencia de 30 KHz y proporciona una completa capacidad de “barrido” desde 10 m hasta los 5000 m. El modelo EM 300 emite con aperturas de haz de 150° y 135 haces por disparo con una distancia angular de 1° en recepción y transmisión, produciendo “barridos” del fondo marino de hasta 6,5 veces la profundidad (Tabla 2.2).

Frequency	30 KHz
Peak power	4.5 ó 9 KW
Pulse length	0.7, 2, ó 15 ms
Number of beams	135°
Beamwidth	1x1°, 1x2°, 2x2° ó 2x4°
Coverage sector	150°
Depth range	10 m hasta >5000 m
Maximum swath width	>5000 m

Tabla 2.2. Especificaciones técnicas de la Ecosonda Multihaz Simrad EM 300.

El sistema cuenta con 4 tipos diferentes de longitud de pulso, que son usados en función de la profundidad del área de estudio. En profundidades intermedias, se utiliza una longitud de pulso de 2 ms, y la transmisión es dividida en 3 sectores, los cuales son establecidos en función del pitch, roll y yaw del barco.

El sistema está integrado por un conjunto de transductores, uno para transmisión y otro para recepción, una unidad de control de procesamiento o transceiver unit y una unidad de operador formada por una estación de trabajo, que incluye un software con todos los controles de calidad e integración de datos (Fig. 2.3).

Los datos obtenidos con la ecosonda multihaz y los telegramas del Seapath, se almacenan en una estación de trabajo Sun®, de forma digital, igual que la reflectividad del fondo. Todos estos datos, se graban en ficheros que al alcanzar un tamaño de 15 megabytes se cierran por protocolo y en los cuales el

tiempo de registro varía en función de la profundidad a la que se trabaja. El producto final que se obtiene es un mapa batimétrico de la zona de estudio de alta resolución.

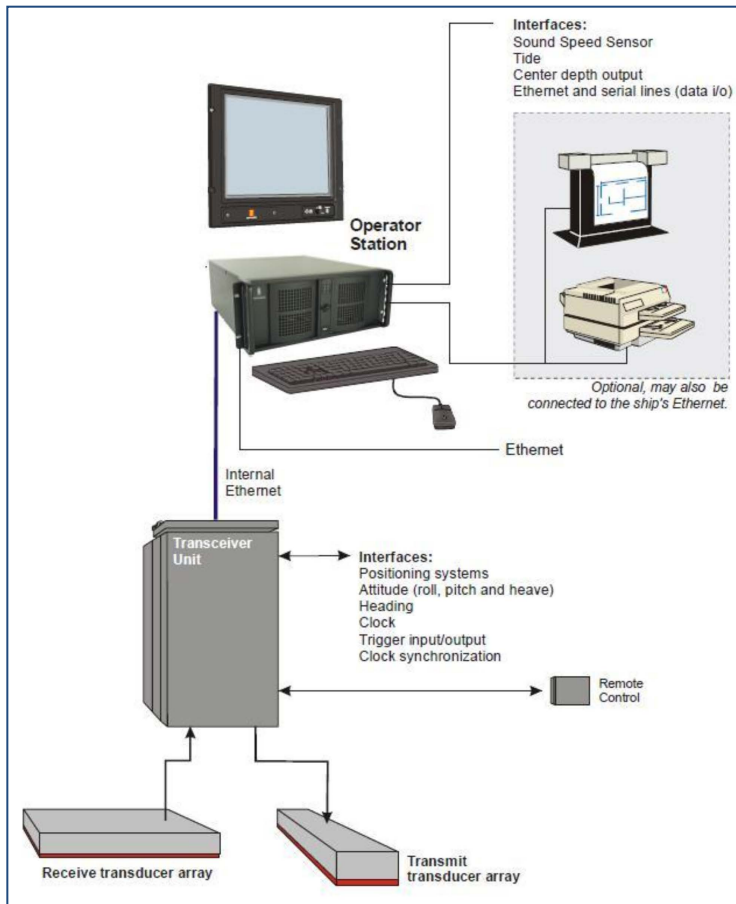


Figura 2.3. Diagrama de las unidades del sistema y de las interfaces de la ecosonda multihaz EM 300.

2.1.1.3 Sistema de Ecosonda Paramétrica Topas PS 18

Como sistema de sísmica de reflexión se utilizó la sonda paramétrica TOPAS PS 18, perteneciente al equipamiento científico del buque. El sistema está compuesto por un transductor múltiple que hace las veces de unidad de transmisión-recepción y adquisición, dos unidades de amplificación y una consola de operación formada por un ordenador tipo PC, con grabador de DVD. Básicamente consiste en un transductor múltiple, direccional y electrónicamente compensado por la orientación instantánea de la plataforma, que emite pulsos de sonido en 2 frecuencias próximas que corresponden a las bandas de 15 a 21 kHz. La transmisión simultánea de las 2 frecuencias próximas produce la formación de las señales que son la suma y diferencia de ambas. Mientras que la señal que suma se extingue rápidamente, la

señal generada por la diferencia, en el rango de 0,5 a 6 kHz, goza de excelentes propiedades de alcance y penetración en el subsuelo, beneficiándose además de las propiedades de directividad correspondientes a las frecuencias originales, dadas las dimensiones reducidas del transductor (Tabla 2.3).

Typical source level (3 KHz)	204 dB // μPa @ 1 meter (0.16 bar @ 1 meter)(measured 80 meter from source)
Typical beamwidth	4.5 degrees @ 3 KHz
Output wavelets	CW, Ricker and Chirp (FM sweep)
Range resolution	< 0.15 meter
Penetration capability	> 150-200 meters (depending of sediment, water and ambient noise)
Operational water Depth	Ca. 20 meters to full ocean
Data storage rate	1 Mbyte per min. @ 1 Hz ping rate
Optional scanning sector	90 degrees (+/- 45 degrees)
Optional high frequency channels	15 KHz primary frequency and 30 KHz 2nd harmonic

Tabla 2.3. Especificaciones técnicas del sistema de Ecosonda Paramétrica TOPAS PS 18. CW, Ricker y Chirp son diferentes pulsos usados en función de la profundidad y la resolución que requiera la adquisición.

Los datos se almacenan en la consola de operación (PC), en la cual se unen a los procedentes del telegrama del Seapath, proporcionando la localización exacta de los mismos. Todos estos datos se grabarán de forma digital en DVDs en diferentes tipos de ficheros, uno de datos brutos y otro de datos procesados a los que se le han aplicado diversos filtros, y formatos (.raw, .pro y .seg).

2.1.1.4 Unidad de Sincronización Acústica

Este sistema permite la sincronización entre los diferentes equipos acústicos instalados en el barco. Su funcionamiento se basa en la temporización de los tiempos de emisión y escucha de los diferentes equipos en función de sus características particulares tales como la frecuencia de emisión, longitud de pulso y de los parámetros operacionales, por ejemplo, la tasa de disparo, profundidad, equipos conectados. Dispone de un interfaz gráfico que permite el manejo a través de un teclado simple, proporcionando una fácil visualización de los equipos que están transmitiendo y el modo en el que lo hacen (Fig. 2.4).

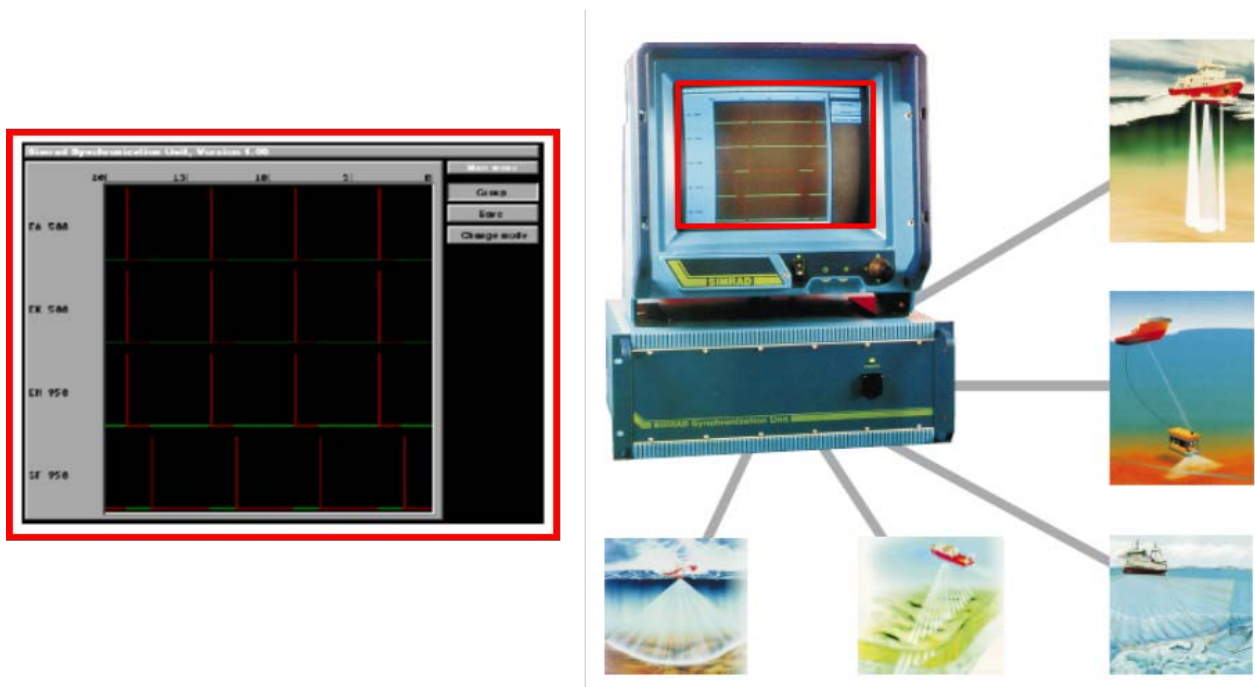


Figura 2.4. Unidad de sincronía, con detalle del menú de pantalla.

2.1.1.5 Sensor de Velocidad de Sonido SV Plus y SBE 25 CTD Sealogger

El sensor de velocidad de sonido SVPlus (Fig. 2.5A) de la marca Applied MicroSystems AMS, es un instrumento multiparámetro, diseñado para adquirir medidas de velocidad de sonido en el agua, temperatura y presión. Este instrumento graba datos en función de diversos parámetros, según la programación que se le realice, pudiendo tomarse datos por incrementos de profundidad, incrementos de tiempo y por incrementos de cambio en la velocidad del sonido. Para el arriado e izado de estos equipos se utiliza el torno hidrográfico del buque, siendo ayudado por el sistema de posicionamiento dinámico a fin de mantener la verticalidad del equipo.

El CTS SBE 25 Sealogger (Fig. 2.5B) registra la profundidad a la que se encuentra sumergido el equipo, la conductividad y la temperatura del agua. Las siglas CTD significan "Conductivity" (Conductividad), "Temperature" (Temperatura) y "Depth" (Profundidad). El CTD es un equipo de alta calidad para trabajos en aguas profundas. Está alimentado por baterías y registra los datos en la memoria interna. El equipo en sí consta de un cilindro metálico, capaz de soportar altas presiones, donde se alojan la electrónica y los sensores.

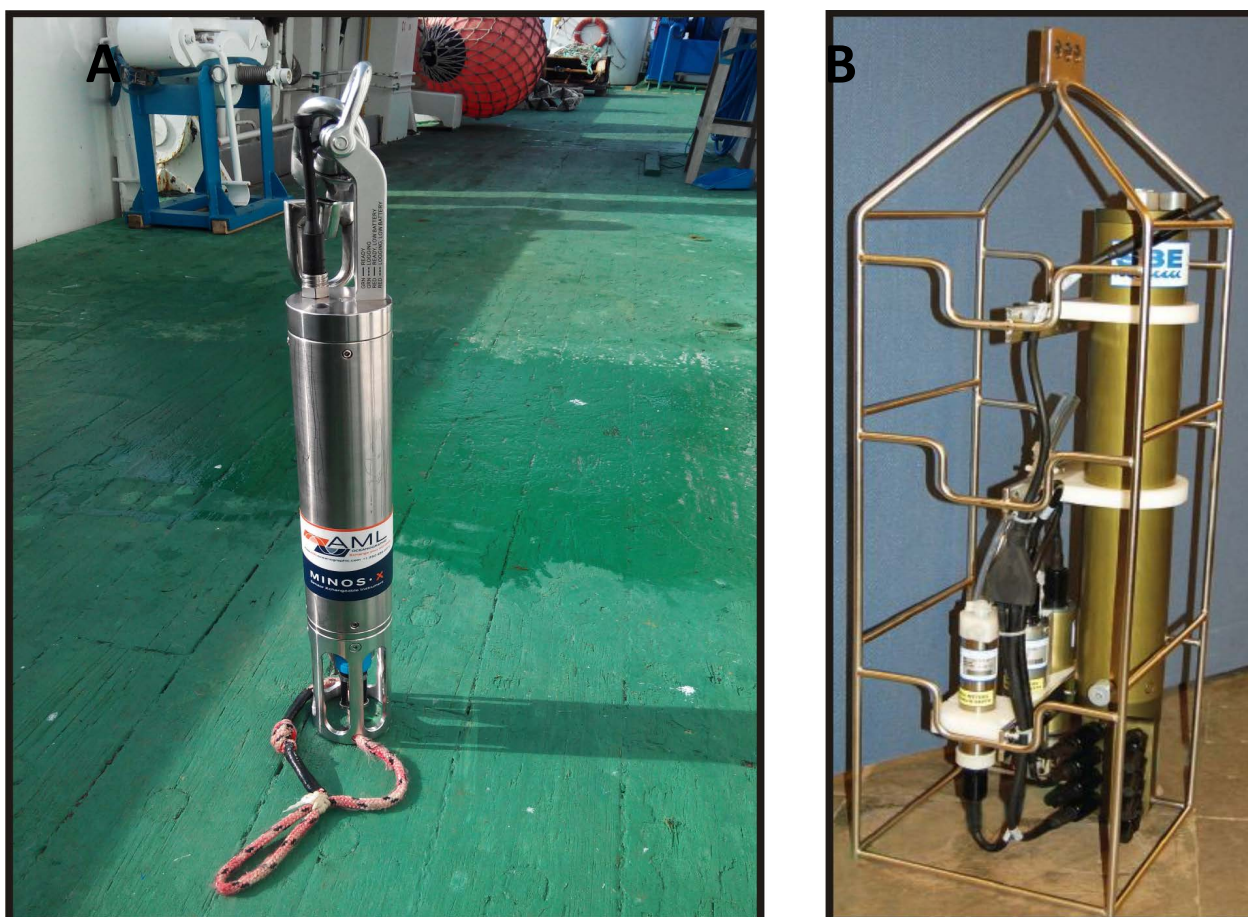


Figura 2.5. A) Sensor de velocidad de sonido SVPlus y B) CTD donde se muestra en detalle los sensores que lleva acoplado.

La temperatura y conductividad se miden a través de un sistema modular de sensores. El sensor SBE 3F que mide la temperatura y el sensor SBE 4 para la conductividad. También incluye una Bomba sumergible SBE 5P y un TC Duct. La presión se mide por el sensor modular SBE 29 de temperatura y presión compensadas. Estos aparatos pueden estar complementados con otros sensores como pueden ser fluorómetros, transmisómetros, medidores de oxígeno, altímetros, etc. El SBE 25 tiene una tasa de adquisición de datos de 8Hz lo que representa unas buenas prestaciones. Los datos grabados son transferidos con un cable RS-232 a un ordenador para su procesamiento.

2.1.1.6 Dragas

Para la toma de muestras del sedimento del fondo marino se utilizó la draga Shipeck o también denominada draga de cazoleta (Fig. 2.6). Esta consiste en un cuerpo rígido y pesado que se acciona por colisión contra el fondo en caída rápida. En el momento del impacto se acciona una cazoleta que en

superficie se encuentra en posición invertida, es decir, con la abertura hacia el fondo y que gira súbitamente de tal forma que recoge el sedimento que se encuentra bajo la draga. La muestra así obtenida, es representativa del entorno que circunda el punto de muestreo. Se emplea para el muestreo de sedimentos blandos y semiconsolidados.

Otro equipo de toma de muestra directa de rocas, sedimentos semi-consolidados y bentos del fondo marino es la draga de roca (Fig. 2.6). Este tipo de instrumentación se incluye dentro de los métodos directos que permiten obtener datos sobre el suelo marino por medio de un contacto físico con él. Se emplean en zonas donde se prevé la existencia de afloramientos rocosos. Las dragas de roca están formadas por una estructura metálica rectangular unida a una red que va protegida normalmente por unas bases de cuero o goma. Al desplazarse arrastrando sobre el fondo marino, la boca metálica rectangular, rompe fragmentos de roca que son depositados en el interior de la red y recogidos posteriormente en superficie al izar la draga. Para el arrastre de la draga de roca se empleó la maquinilla de pesca. La velocidad de arrastre suele ser baja entre 2 y 3 nudos.



Figura 2.6. Draga Shipeck a la izquierda y draga de roca a la derecha.

2.1.2 Metodología de trabajo en campaña

Para el diseño de la planificación de la prospección batimétrica y sísmica, se consideró la morfología del fondo marino del área de estudio obtenida de los datos del GEBCO (*The General Bathymetric Chart of the Oceans*, www.gebco.net). Basándose en la información disponible se estableció la sistemática de trabajo de la campaña que puede resumirse en los siguientes pasos:

1. Planificación y cálculo de las líneas batimétricas, de tal manera que la cobertura fuese del 100%, sin huecos.
2. Realización de un perfil de velocidad de sonido en el agua al inicio de la campaña y su integración en la ecosonda multihaz, para la realización de un correcto cálculo de la trayectoria de los haces al refractarse en las diferentes capas de agua con diferentes características de velocidad de sonido. La realización de perfiles a lo largo de la campaña, es función de la calidad de los datos obtenidos con la ecosonda multihaz, por lo que su número no es prefijado.
3. Adquisición sistemática de datos batimétricos y sísmicos según la derrota del barco durante la noche. Durante el día se realizaron lances de arrastre de pesca, estaciones de CTDs, dragas de sedimento y dragas de roca.
4. Salvado de los datos brutos al finalizar la campaña y procesado de los mismos en tierra.

Durante la campaña, los trabajos se llevaron a cabo en guardias de 8 horas, repartidas en dos turnos de 4 horas.

En la figura 2.7, se muestra un ejemplo de la planificación para una parte del sector central de la Dorsal de Walvis. Empleando como guía las curvas proporcionadas por el GEBCO se dispusieron las líneas a prospectar paralelas a las isobatas (Fig. 2.7), con la excepción de aquellas líneas que se orientaron perpendicularmente a determinadas estructuras geológicas, y en función de la profundidad de cada zona (tabla 2.4), separadas con un determinado espaciado.

De forma previa a las labores de prospección batimétrica, fue necesario realizar un perfil de velocidad de sonido para cada zona con el objeto de asegurar y calibrar los datos de profundidad. La realización de perfiles de velocidad de sonido a lo largo del proceso de adquisición estuvo en función del cambio en la configuración de las propiedades físico-químicas de la columna de agua.

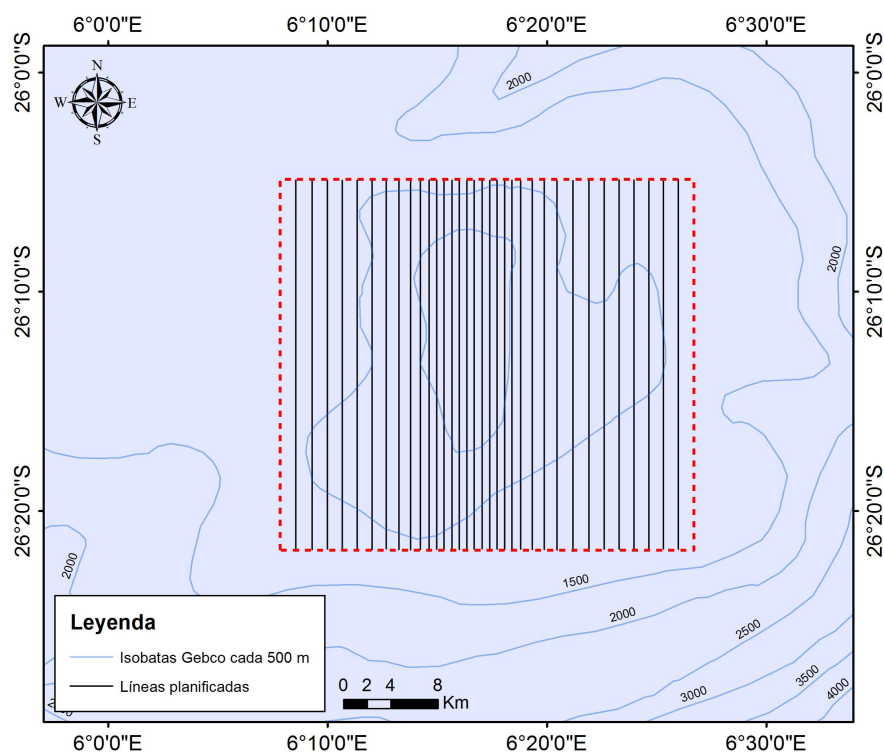


Figura 2.7. Planificación de parte del segmento central de la Dorsal de Walvis.

Profundidad media (m)	Cobertura (m)
2000-1500	4400
1500-1300	4200
1300-1200	4200
1200-950	3700
950-650	3400
650-320	1680
320-200	1300
200-150	840
150	700

Tabla 2.4. Coberturas en función de la profundidad.

Considerando el objetivo principal de la campaña RAPSUR, la detección de bioconstrucciones, y la amplia zona de estudio, los trabajos de toma de muestras de datos hidrográficos se planificaron sobre zonas que representan un alto valor geológico en relación con la hidrografía, por ejemplo, montes submarinos, siguiendo un sistema de radiales en aspa desde estaciones hidrográficas. Las estaciones de CTDs se dispusieron perpendicularmente a las principales estructuras detectadas mediante la batimetría del GEBCO, siguiendo una rejilla regular de 2' x 2' para las zonas más someras y disminuyendo la distancia entre estas al aumentar la profundidad (Fig. 2.8).

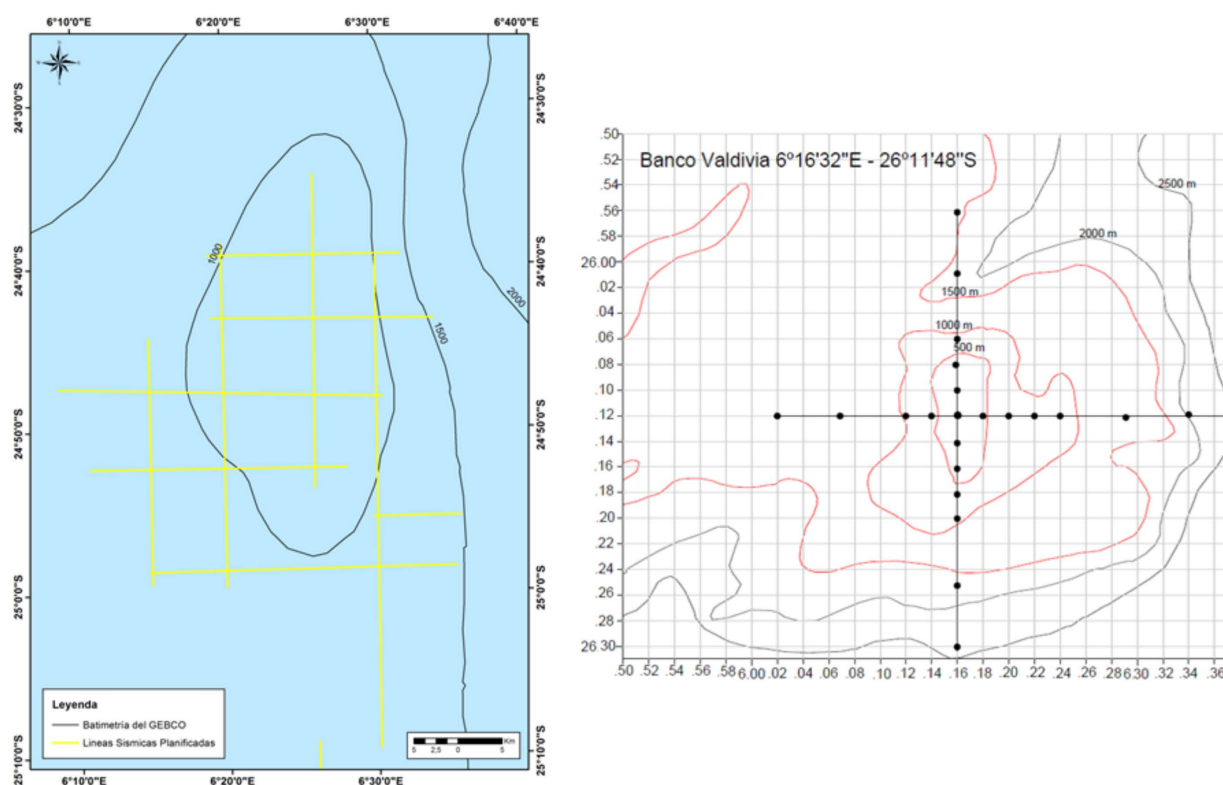


Figura 2.8. Ejemplo de localización de estaciones de CTDs en parte del segmento central de la Dorsal de Walvis.

2.1.2.1 Adquisición de datos batimétricos

La ecosonda multihaz basa su funcionamiento en la emisión de un número variable de haces de sonido, que al alcanzar el fondo del mar, son devueltos hacia la superficie y cuyo retorno es recibido por los transductores del barco, determinándose mediante la aplicación de las oportunas correcciones, la profundidad a la que se encuentra el fondo en el área que se va cubriendo según las derrotas del barco. La calibración es de gran importancia para asegurar y verificar la consistencia de los datos obtenidos. De este modo es posible controlar errores de calibración de los aparatos, como el balanceo, inclinación,

cabeceo, retrasos de tiempo, etc. y determinar los valores necesarios para su corrección. La calibración es un elemento esencial para asegurar la calidad de los datos.

Los datos obtenidos con ecosondas multihaz están muy influenciados por los perfiles de velocidad del sonido en el agua. Por ello, en cada campaña se realizaron varias estaciones con el objetivo de obtener la velocidad del sonido a lo largo de la columna de agua. El perfil de velocidad obtenido es descargado en la estación de trabajo y es enviado de forma automática a la ecosonda.

Los datos cartografiados son adquiridos mediante una estación de trabajo que registra los datos de forma digital (posición, profundidad, reflectividad, velocidad del sonido, etc.). Estos datos pueden ser visualizados en tiempo real con el programa de adquisición (Fig. 2.9). Como sucede en el procesado de todos los parámetros geofísicos, ningún procesado puede mejorar la calidad de un conjunto de datos malo. Los valores erróneos deben ser detectados lo antes posible en el flujo de controles y correcciones. De aquí la importancia de los sistemas de control y detección temprana de errores que se emplean simultáneamente con la recogida de los datos (Muñoz *et al.*, 1997).

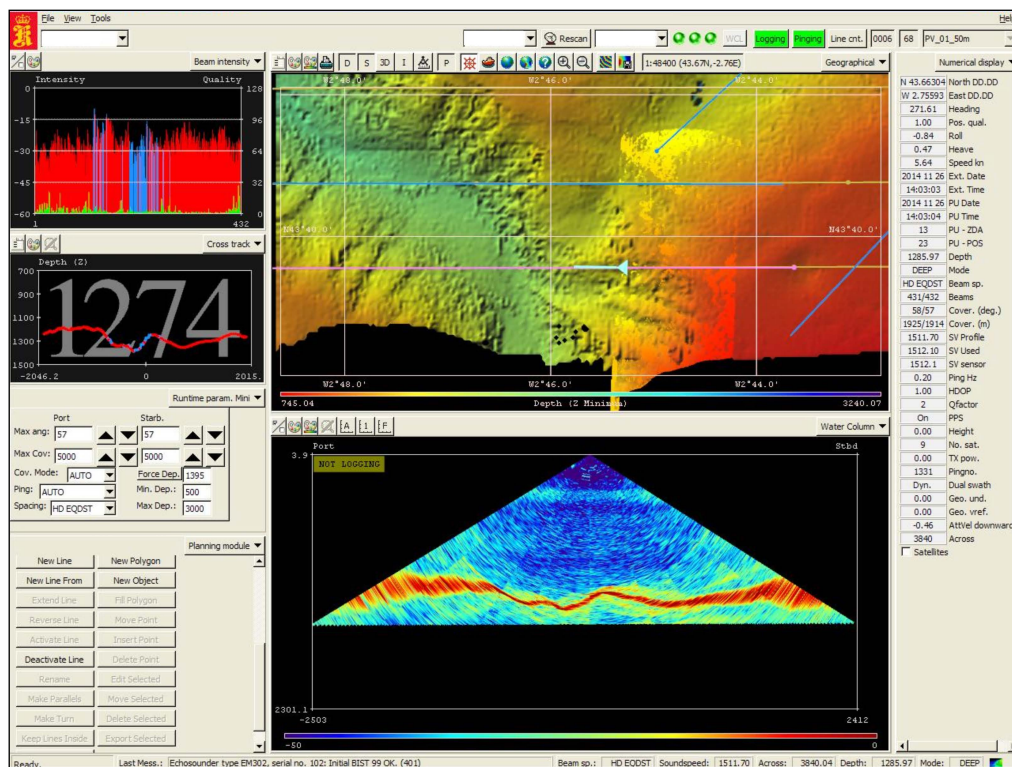


Figura 2.9. Pantalla con el menú de adquisición de la estación de trabajo durante la prospección de datos batimétricos.

2.1.2.2 Adquisición de datos sísmicos

La teoría general de las fuentes paramétricas se basa en un principio simple; la generación de sonidos de baja frecuencia se obtiene por la emisión simultánea por el transductor de dos frecuencias (f) primarias altas: f_1 y f_2 separados por un incremento de f alrededor de la frecuencia media primaria. Al emitir ambas frecuencias simultáneamente y con altos niveles de energía se generan, por el principio de no linealidad acústica en el medio marino, dos frecuencias secundarias que son la suma y la diferencia respectivamente de las frecuencias primarias.

El sistema incluye un programa de adquisición de datos sobre un PC, lo que permite una mayor flexibilidad a la hora de programar la adquisición de datos sísmicos y de la emisión de los distintos tipos de ondas o trenes de onda, tales como *burst*, *ricker* o *chirp*, en función de la profundidad de trabajo y las características presumibles de los materiales a prospectar. En el caso que nos ocupa, la adquisición se realizó mediante el empleo de ondas tipo *chirp*, que son las más adecuadas para el rango de profundidad de la zona de estudio. También es posible programar el protocolo de procesado en la adquisición de los datos que se considere conveniente. Entre las operaciones que se pueden realizar están: filtraje, paso de banda, deconvolución, TVG digital, AVC, *stacking*, cálculo de atributos (amplitud, fase), etc.

Como se ha indicado anteriormente, los datos sísmicos son controlados y registrados en un PC, con características especiales de velocidad de procesado, tarjeta gráfica y capacidad de almacenamiento. El programa de adquisición de datos permite la visualización en tiempo real de los datos que se van registrando (Fig. 2.10). Antes de iniciar la adquisición de los datos sísmicos, se deben establecer los parámetros del sistema que deben permanecer constantes a lo largo de toda la campaña, tales como la frecuencia de adquisición de datos, la longitud de la ventana de adquisición, la tasa y tipo de disparo. Durante la adquisición existen diversos parámetros que pueden modificarse, en especial la ganancia variable con el tiempo (TVG) que permite mejorar la calidad de los datos adquiridos (Muñoz, 2005). Así mismo, también es importante el control de la profundidad del fondo marino, poniendo especial cuidado en no superar los valores establecidos en la ventana de adquisición, de forma que los valores se sitúen fuera de ella con la consiguiente pérdida de datos. Esto se realiza mediante la variación del retardo (*delay*) en el inicio de la adquisición de datos. También se debe controlar la ganancia que se aplica a la señal recibida para no saturar la misma, o por el contrario sea tan débil que se pierda información. Todos estos datos son almacenados de forma digital en archivos de datos brutos, que se graban en el disco duro del ordenador y que posteriormente son salvados en DVDs. Estos archivos pueden ser empleados en el procesado posterior en el gabinete.

También se graban los archivos .pro y .seg y donde se incluyen los datos con los filtros y el pre procesado aplicado a la señal bruta, y que por tanto constituye un archivo de datos ya procesados. Estos archivos se cierran simultáneamente con los datos brutos. Si la elección de los filtros usados en la adquisición de los datos durante la campaña han sido los adecuados, y el control y seguimiento de la adquisición ha sido correcto, estos datos pueden tratarse como datos procesados y ser empleados para su análisis. En el caso de que las características de los datos procesados no se consideren correctas, se emplean los archivos de datos brutos para un nuevo procesado en el laboratorio.

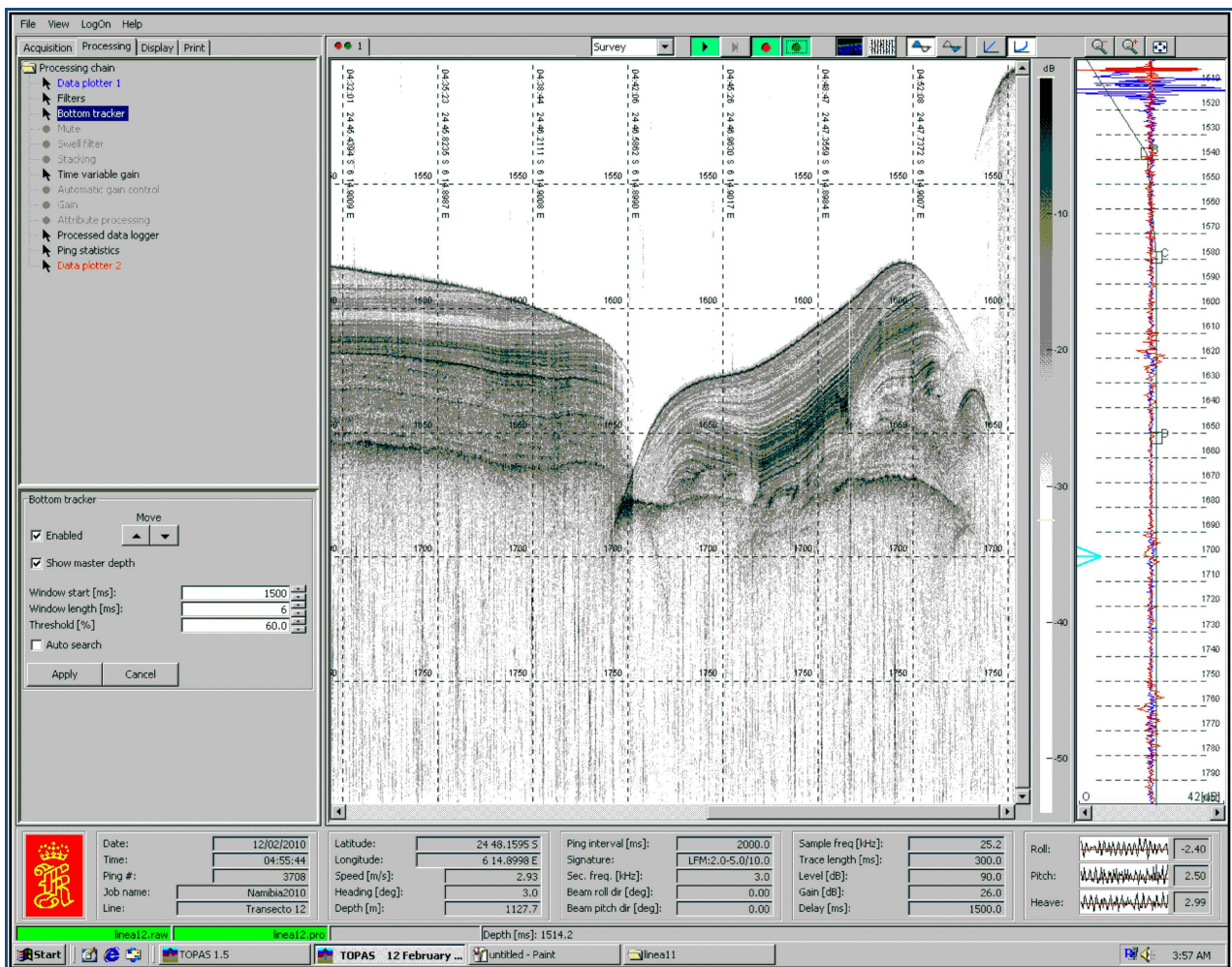


Figura 2.10. Captura de pantalla del programa de adquisición TOPAS PS 18.

2.1.2.3 Adquisición de los datos Oceanográficos

Para comunicar el CTD con el ordenador donde está instalado el programa de adquisición de datos, se necesitó un cable de comunicación que posee un terminal DB9-RS232. Una vez acoplado el CTD, se abre el programa de comunicación denominado **SeaTerm** (Fig. 2.11A).

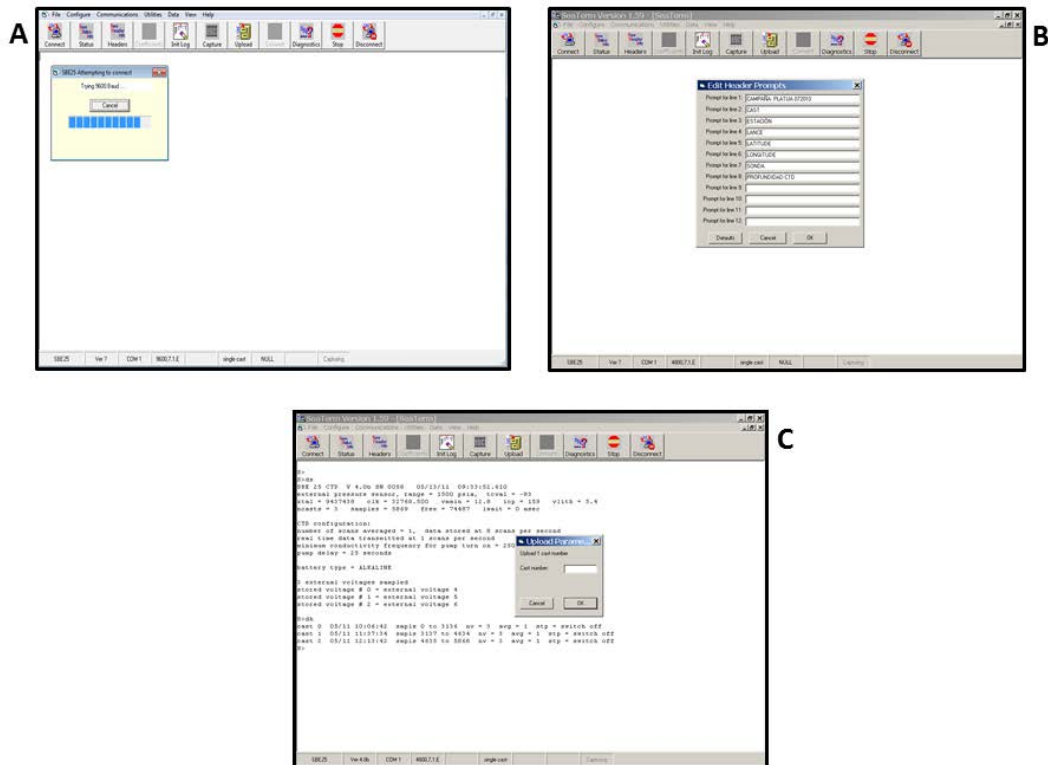


Figura 2.11. Diferentes entornos del programa *SeaTerm*, mediante el cual se realiza la configuración del CTD y se descargan los datos adquiridos.

Mediante este programa es posible configurar el equipo para la adquisición de datos, las velocidades de comunicación, el nivel de batería, la capacidad de memoria de la que dispone, visualizar el número de *cast* o lecturas obtenidas y el volcado de los datos.

En primer lugar, se necesita configurar el CTD. Para ello se abre la pestaña “configure” y se selecciona el modelo de CTD, en este caso SBE 25. Una vez seleccionado el modelo se debe indicar el puerto de comunicación y la velocidad a la que se realizará. Desde esta pestaña también es posible configurar la cabecera (Fig. 2.11B) que aparecerá al inicio de cada archivo (nombre del barco, la campaña, el número de estación, la latitud y longitud, profundidad y fecha).

Una vez completada esta fase, se procede a iniciar la comunicación pulsando en el icono “Connect”. Una vez comprobados que los parámetros de adquisición son los adecuados, se procede a izarlo al mar para la adquisición de los datos.

Al finalizar la adquisición de los datos, se conecta de nuevo el CTD al cable comunicador con el Pc donde está instalado el programa *SeaTerm*. Para descargar los datos, hay que pinchar en el icono “Upload” (Fig. 2.11C), que abrirá un menú “Upload Parameters” donde se selecciona el cast que queremos descargar.

Los datos brutos procedentes del CTD se guardan en formato hexadecimal (*.hex). Estos datos se procesan con el programa ***SBE Data Processing***, corrigiendo datos anómalos, promediando en bins de 1 metro y convirtiéndolos a formato ascii. El procedimiento se puede realizar de dos maneras, ejecutando cada uno de los programas incluido en *SBE Data Processing*, o automatizando el proceso mediante el programa ejecutable *SBEBatch.exe*. A continuación, se describe el procedimiento de filtrado de los datos en ambos casos.

Para procesar los datos ejecutando todos los programas incluidos en el paquete de *SBE Data Processing*, hay que ir corriendo uno a uno cada programa, modificando los parámetros como se describe en este apartado (Figs. 2.12 y 2.13).

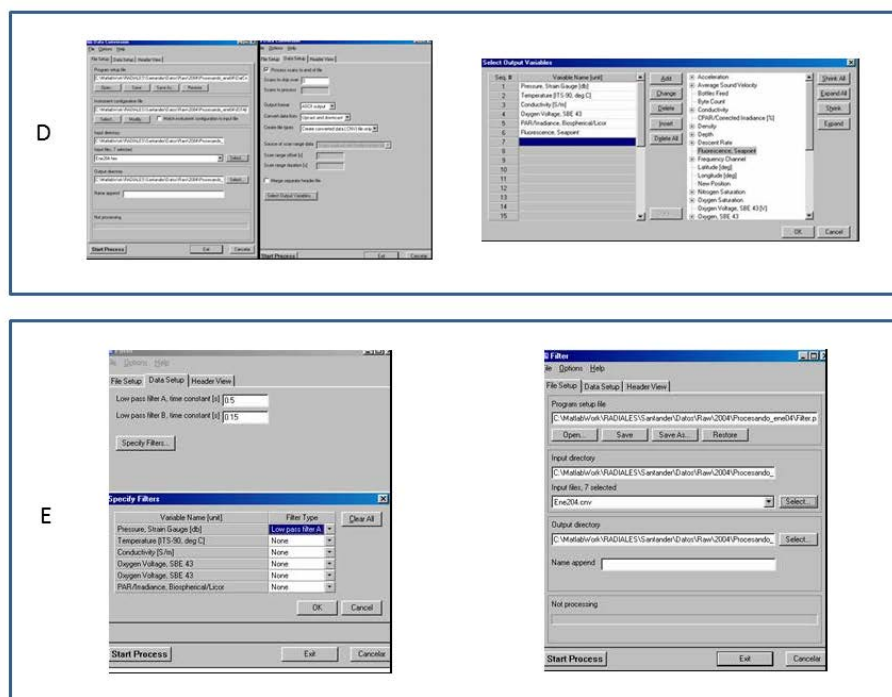


Figura 2.12. D) Proceso *Data Conversion* y E) *Filter* del programa *SBE Data Processing*.

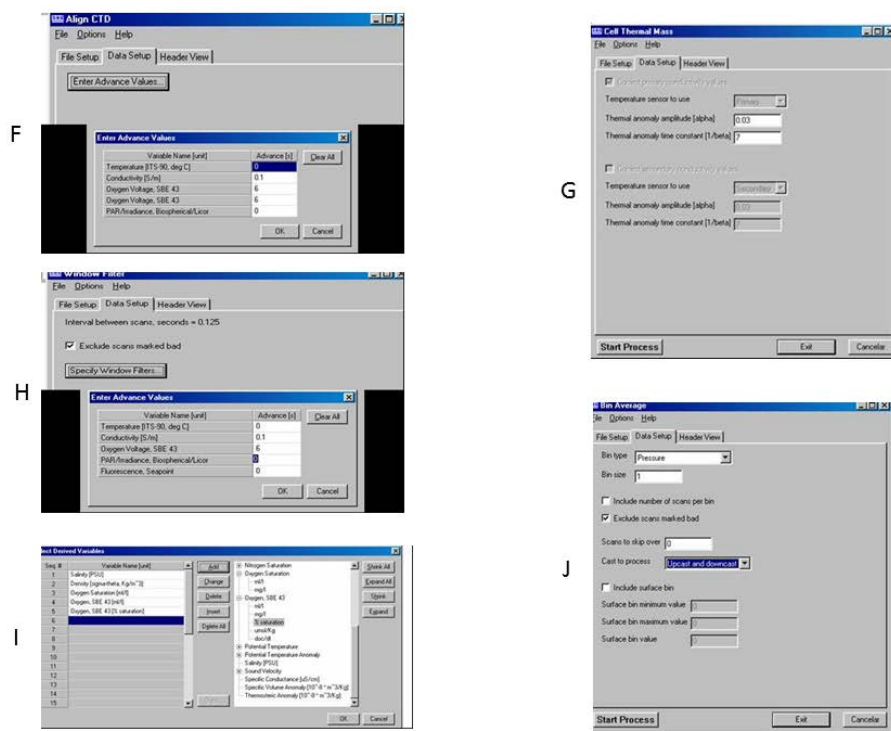


Figura. 2.13. F) Proceso Align CTD, G) Cell Thermal Mass, H) Window Filter, I) Loop Edit, J) Derive y K) Bin Average del programa SBE Data Processing.

Los ficheros *.cnv creados se van reescribiendo en cada módulo ejecutado, de tal forma que al final se obtiene un fichero *.cnv por cada *.hex original, con todas las correcciones realizadas.

1. *Data Conversion*. Convierte los datos brutos que se encuentran en formato hexadecimal a ascii (Fig. 2.12D).
2. *Filter*. Se pasa un filtro de paso bajo sobre la señal de presión, debido a que la resolución del sensor es relativamente baja y la señal aparece pixelada. En *File Setup* se carga el fichero *Filter.psu* y en *Data Setup* se da el valor de A ($A=0.5$) y la variable a filtrar (únicamente la presión) (Fig. 2.12E).
3. *Align CTD*. Este módulo sincroniza las señales según el tiempo de reacción de los distintos sensores, asegurando que la medida de las diferentes variables se realiza a la misma profundidad (Fig. 2.13F).
4. *Cell Thermal Mass*. El funcionamiento de la célula de conductividad es sensible a la temperatura y la inercia térmica del propio dispositivo modifica la medida. Este módulo soluciona el error en

la medida de la conductividad producido por la inercia térmica, mediante un modelo de decaimiento exponencial, con $\alpha=0.03$ y $\tau=7$ (Fig. 2.13G).

5. *Window Filter*. Se pasa un filtro de ventana para amortiguar ruidos eléctricos y errores residuales del tratamiento, además de un filtro de mediana con 9 puntos para todos los sensores (Fig. 2.13H).
6. *Loop Edit*. Este programa corrige los movimientos verticales del aparato originados normalmente por el movimiento del barco o condiciones de oleaje desfavorables. Se utiliza un valor de velocidad de CTD de 0.25 m/s (Fig. 2.13I).
7. *Derive*. Se extraen las magnitudes derivadas que se deseen: salinidad (PSU), densidad postencial (kg/m^3), oxígeno disuelto (ml/l), saturación de oxígeno (ml/l) y el porcentaje de saturación (Fig. 2.13J).
8. *Bin Average*. Se ejecuta este módulo para promediar a 'bins' de 1 metro todas las señales (Fig. 2.13K).

En las cabeceras aparece reflejado todo el proceso de los datos y se puede comprobar que los parámetros de cada función han entrado correctamente.

Una vez finalizado el proceso, los archivos *.cnv definitivos se copian a la carpeta correspondiente donde quedarán almacenados.

2.1.3 Metodología de trabajo en gabinete

El trabajo de gabinete ha consistido en la ordenación, agrupación, tratamiento informático e integración de los datos obtenidos durante el Proyecto RAPSUR. La metodología empleada, se resume en los siguientes apartados.

2.1.3.1 Procesado de los datos batimétricos

Es importante contar con un buen programa de procesado de datos que disponga de herramientas precisas para la corrección de los errores detectados y que permita manejar la gran cantidad de datos recogidos por las ecosondas multihaz. El uso de un programa específico para trabajar con los datos

brutos de multihaz es básico para asegurar una exacta corrección de los mismos y un buen producto final. El programa empleado, denominado **Caris**, está diseñado específicamente para manejar grandes volúmenes de medidas de sondas y dispone de diversos módulos para cada tarea específica en la secuencia del proceso de datos. Ver el anexo I, donde se detalla el proceso de limpieza de datos y generación de los modelos digitales del terreno con el programa *Caris*.

La secuencia de procesamiento empleada se resume a continuación (Fig. 2.14). El primer paso es una inspección interactiva de los datos de posición que se recibe. El proceso de corrección y limpieza de los datos de navegación se realiza, tanto de forma manual por el operador, como de forma automática siguiendo unas normas básicas introducidas previamente. Las tareas más comunes en este proceso incluyen la comprobación de la consistencia de los datos, la eliminación de los saltos, etc. En todas estas operaciones los datos no válidos, no son eliminados sino marcados individualmente y el sistema no los contempla en procesos posteriores.

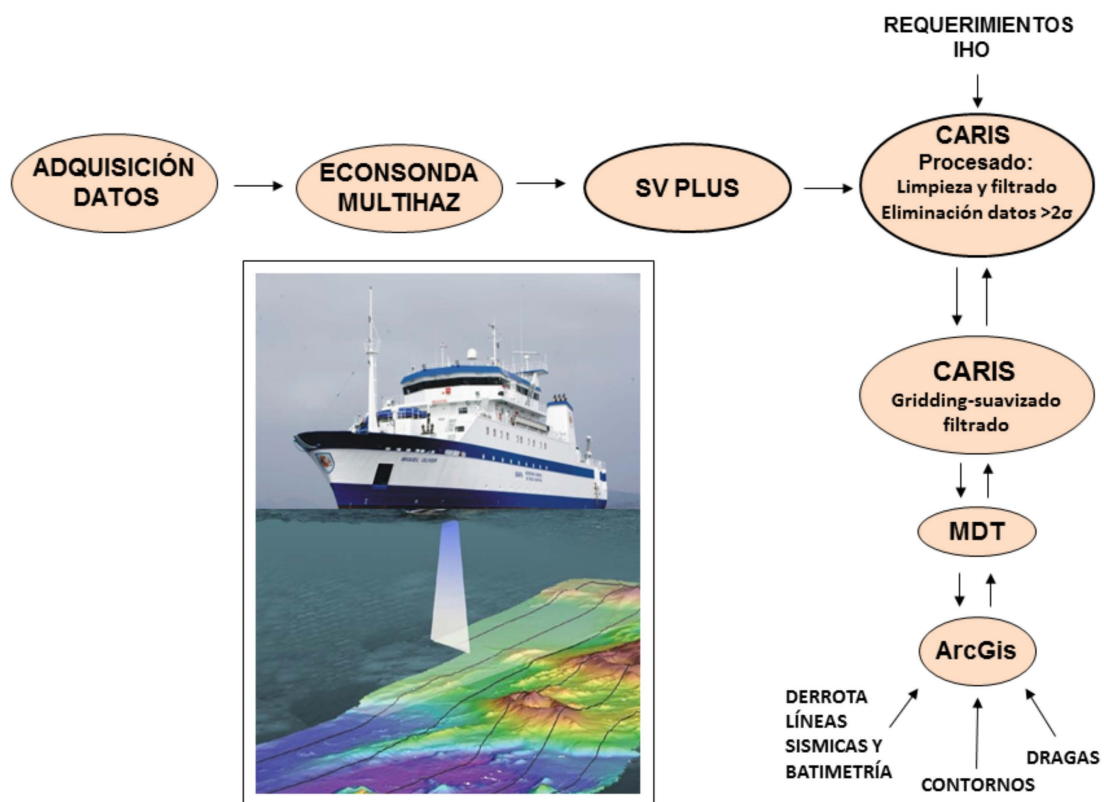


Figura 2.14. Secuencia de procesamiento de los datos de batimetría.

El segundo paso, se relaciona con los errores sistemáticos de adquisición, íntimamente ligados a errores del sistema independientes de la posición, como pueden ser una mala calibración de la altitud, las mareas, el cabeceo del barco, etc. La mayoría de estos errores pueden ser compensados de forma casi

automática mediante la introducción de ficheros de mareas, retrasos de tiempo, variaciones de inclinación o cabeceo, etc.

El tercer paso consiste en el empleo de un módulo para el análisis y la limpieza de los datos, que puede ser usado de forma automática o de forma manual e interactiva. Los datos de posición y profundidad son combinados y representados en forma de "celdillas" georeferenciadas para su análisis estadístico. Las celdillas son rectángulos métricos del fondo marino en las cuales las profundidades están ordenadas. Los valores estadísticos, en una representación gráfica, pueden mostrarse como códigos de color para cada celdilla. Esta visualización pone de manifiesto los posibles problemas con los datos en cada área y pueden ser corregidos de forma rápida y fácil. La estadística de los datos limpios puede ser inspeccionada en pantalla y/o almacenada en archivos.

Una vez se procesados los datos, estos se introducen en el Sistema de Información Geográfica del programa **ArcGis**, donde se generarán los diferentes modelos digitales del terreno junto con las isobatas. En este punto, se realiza un primer chequeo post-procesado de la calidad de los datos considerando como referencia las versiones iniciales de mapas batimétricos. Si fuese necesario, se realiza una nueva limpieza de los datos con el programa *Caris* (Fig. 2.15).

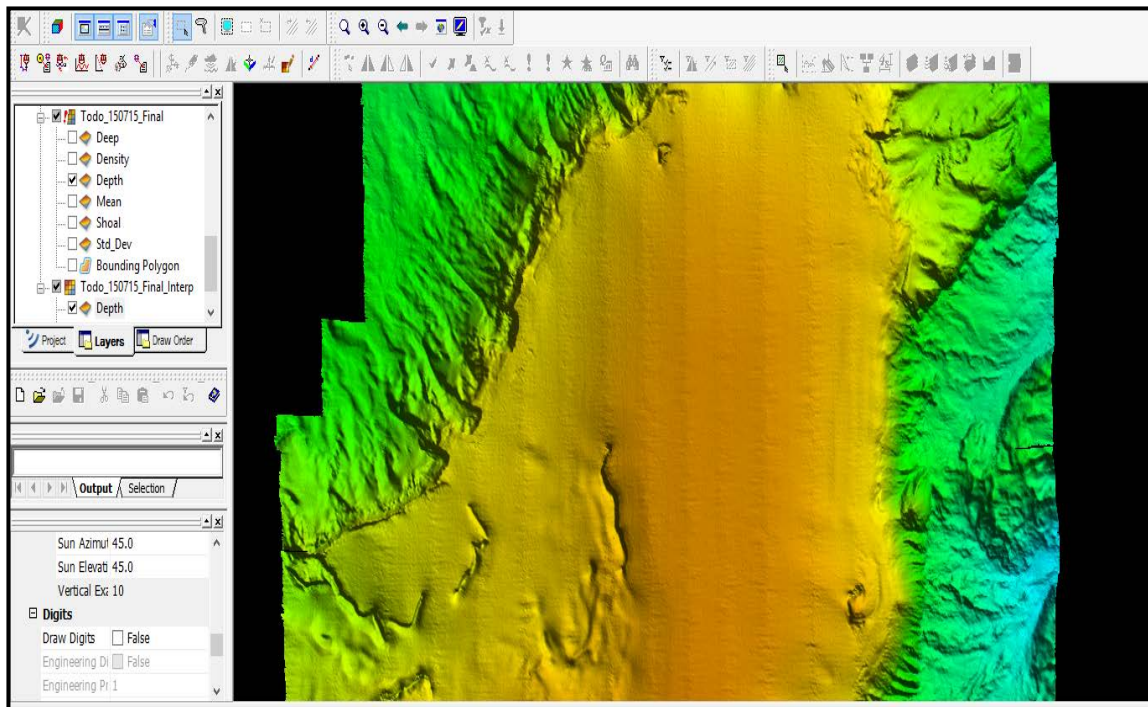


Figura 2.15. Imagen de pantalla del programa de procesado Caris, donde se muestra la ubicación de las líneas prospectadas y el estado de procesado en el que se encuentran. En este caso, el color rojo de las líneas, nos indica que aún no se ha realizado el proceso de Merge.

2.1.3.2 Procesado de datos sísmicos

El procesado de los datos sísmicos en gabinete consiste básicamente en la reproducción en tiempo acelerado de los archivos de datos brutos adquiridos durante la campaña. En la Figura 2.16 se sintetiza la metodología empleada. El proceso comienza con la aplicación de diversos filtros y modificación de distintos parámetros durante la reproducción, con el objeto de mejorar los datos sísmicos brutos. Una vez establecidos los parámetros de optimización de los datos sísmicos, se reprocesa la línea nuevamente, grabándose en un nuevo archivo que constituye la línea sísmica ya procesada.

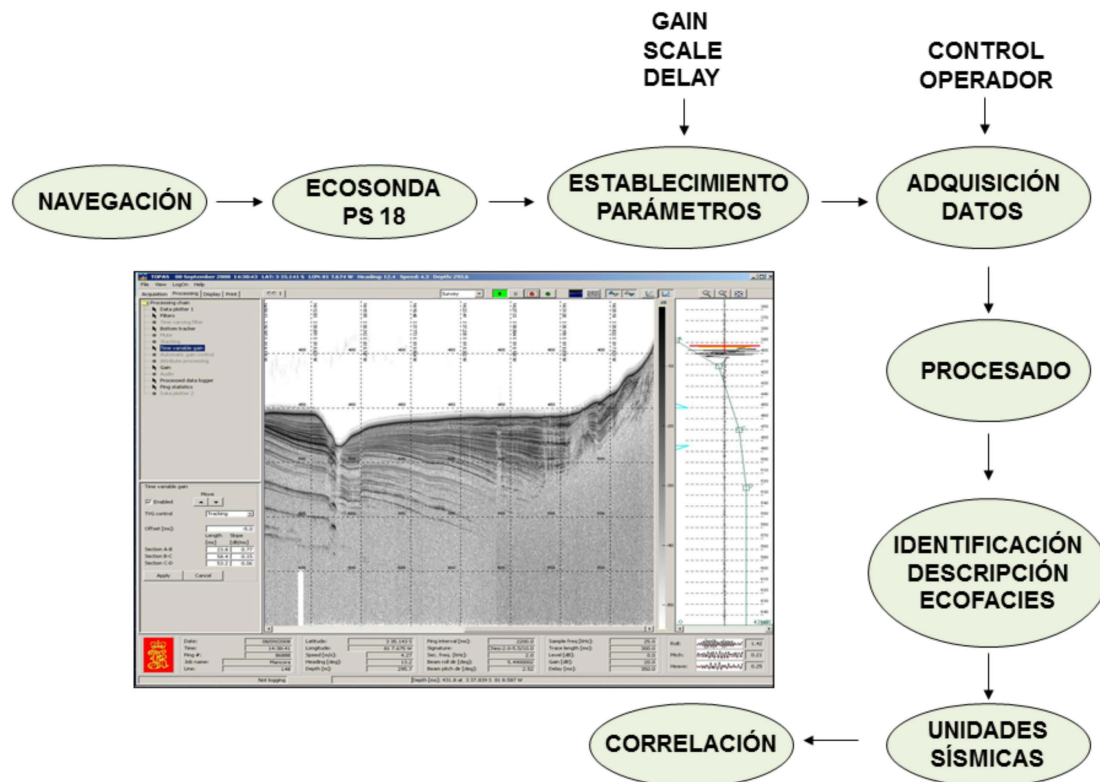


Figura 2.16. Flujo de procesado de datos geofísicos.

El siguiente paso lo constituye la descripción de cada línea sísmica adquirida. Éste comienza con la identificación y establecimiento de las ecofacies y unidades sísmicas. Para realizar la descripción de las diferentes ecofacies existentes en la zona de estudio hay que determinar la geometría y carácter de las reflexiones, así como la amplitud, frecuencia y continuidad, la configuración interna de los reflectores, y determinación geométrica conjunta de las ecofacies. Una vez identificadas y descritas las diferentes unidades en cada sector, se analiza la distribución y la relación estratigráfica entre ellas.

Señalar que el espesor de las unidades de sedimentos no consolidados, y su variación a lo largo de las líneas sísmicas, es medido en milisegundos (ms).

2.1.3.3 Procesado de los datos oceanográficos

Para el procesado de los datos hidrográficos se ha utilizado el software de la propia casa **SBE Data Processing**®, con él que se ha realizado el filtrado e interpolado de los datos. Los cálculos numéricos se realizaron con el programa **MATLAB**® que permitió obtener y representar las variables oceanográficas en dos y tres dimensiones (Fig. 2.17).

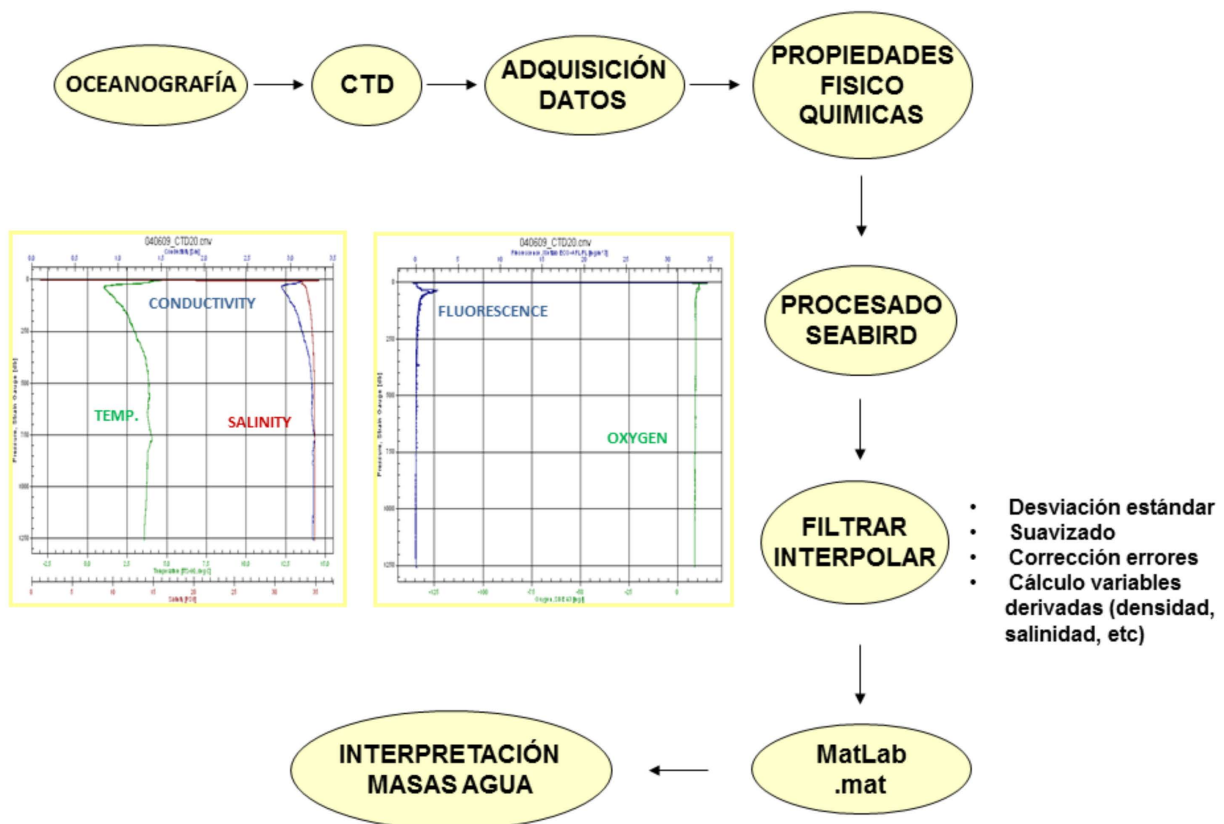


Figura 2.17. Flujo de procesado de los datos oceanográficos.

Los ficheros correspondientes para cada estación, con los perfiles de bajada y subida del CTD, es decir, ficheros originales en código binario con extensión .hex, se transformaron en variables físicas en formato .cnv para aplicar a continuación una serie de filtros que permitieron calcular la desviación estándar, el suavizado de variables (presión), la alineación de datos de conductividad y oxígeno disuelto con los de la temperatura, así como, corregir errores de temperatura propios del equipo asociados a su inercia térmica, calcular las variables derivadas (densidad, salinidad, temperatura potencial). Posteriormente se

examinaron cada uno de los ficheros, se eliminaron los registros correspondientes a los tiempos de atemperamiento del CTD y se convirtió cada perfil a formato *MatLab*®, obteniéndose ficheros con extensión .mat. El posterior tratamiento y procesado de datos se realizó directamente sobre estos ficheros, salvo correcciones puntuales de formato en las cabeceras que se realizaron corrigieron directamente sobre ficheros .hex y .cnv.

Cada una de las variables oceanográficas (temperatura potencial, salinidad, fluorescencia, oxígeno, etc.) de los perfiles hidrográficos realizados durante la campaña, fueron representados frente a la presión, para determinar la sección vertical de cada estación y comparar las propiedades hidrográficas de las distintas estaciones y zonas de estudio dentro de la dorsal.

Capítulo III: Resultados batimétricos

En este capítulo se describirán y analizarán los datos batimétricos adquiridos durante las campañas del Proyecto RAPSUR, prospectados a bordo del B/O Vizconde de Eza en 2008, 2009 y 2010. Estos datos han permitido la caracterización morfométrica del segmento central de la Dorsal de Walvis. En él se incluirán la descripción y el análisis de los elementos morfoestructurales y morfosedimentarios más característicos del área de estudio. La definición de los parámetros e índices utilizados para la caracterización morfométrica de los distintos elementos se encuentran en los anexos 1 y 2. Dado que la instrumentación y el software empleado ofrecen la salida numérica con separadores numéricos en formato “americano” se ha preferido respetar el mismo, y emplear dicho formato en la presente memoria.

3.1 Análisis de los datos de batimetría: caracterización morfométrica del Banco de Valdivia

La zona cartografiada del segmento central de la Dorsal de Walvis, o también llamado Banco de Valdivia, ocupa un área de 16170.72 km², que se extiende desde la latitud 24°25.79' S a 26°49.48' S y longitud 4°52.57' W a 6°37.84' W. El rango de profundidad oscila entre los 217.74 m que se alcanza en la cima de la dorsal hasta los 3088.30 m (Fig. 3.1). El valor medio de la pendiente es de 18.5°, siendo el valor mínimo 0° en las zonas más aplaceradas, llegando hasta los 89° que se alcanza en las áreas más abruptas de la dorsal (Fig. 3.1). El rango de la curvatura para esta zona oscila entre 160.11 de máxima hasta los -98.35 de mínima, con un valor medio de 3.86 (Fig. 3.2). En la Figura 3.2 se puede observar la dirección de mayor pendiente para cada celda que conforma el modelo digital del terreno indicando las principales orientaciones de las estructuras. Los valores de reflectividad del fondo marino se encuentran en un intervalo que va desde -31.53 como máximo hasta -56.88 como valor mínimo, con un valor medio de -46.81, mientras que la rugosidad oscila entre 9.97 de máxima y 1 de mínima (Fig. 3.3).

En base a los gradientes de la pendiente y de la profundidad se pueden diferenciar dos provincias fisiográficas:

Provincia fisiográfica de la plataforma de la Dorsal de Walvis: se corresponde con un área extensa caracterizada por presentar bajos gradientes de pendiente, de 0° a 5°, donde localmente se llegan a alcanzar los 35°. El rango de profundidad se extiende desde los 217.64 m hasta los 1000 m - 1300 m.

Provincia fisiográfica del talud de la Dorsal de Walvis: zonas con altos gradientes de pendiente, principalmente mayores de 28° y que se extienden hasta los 89°. Estas áreas van desde los 1000 - 1300 m hasta los 3088 m que es la profundidad máxima registrada en la dorsal.

Se excluirán de la provincia fisiográfica del talud, los flancos de los montes submarinos, dado que estos se localizan sobre la provincia fisiográfica de la plataforma, y se considerarán elementos morfo-estructurales independientes.

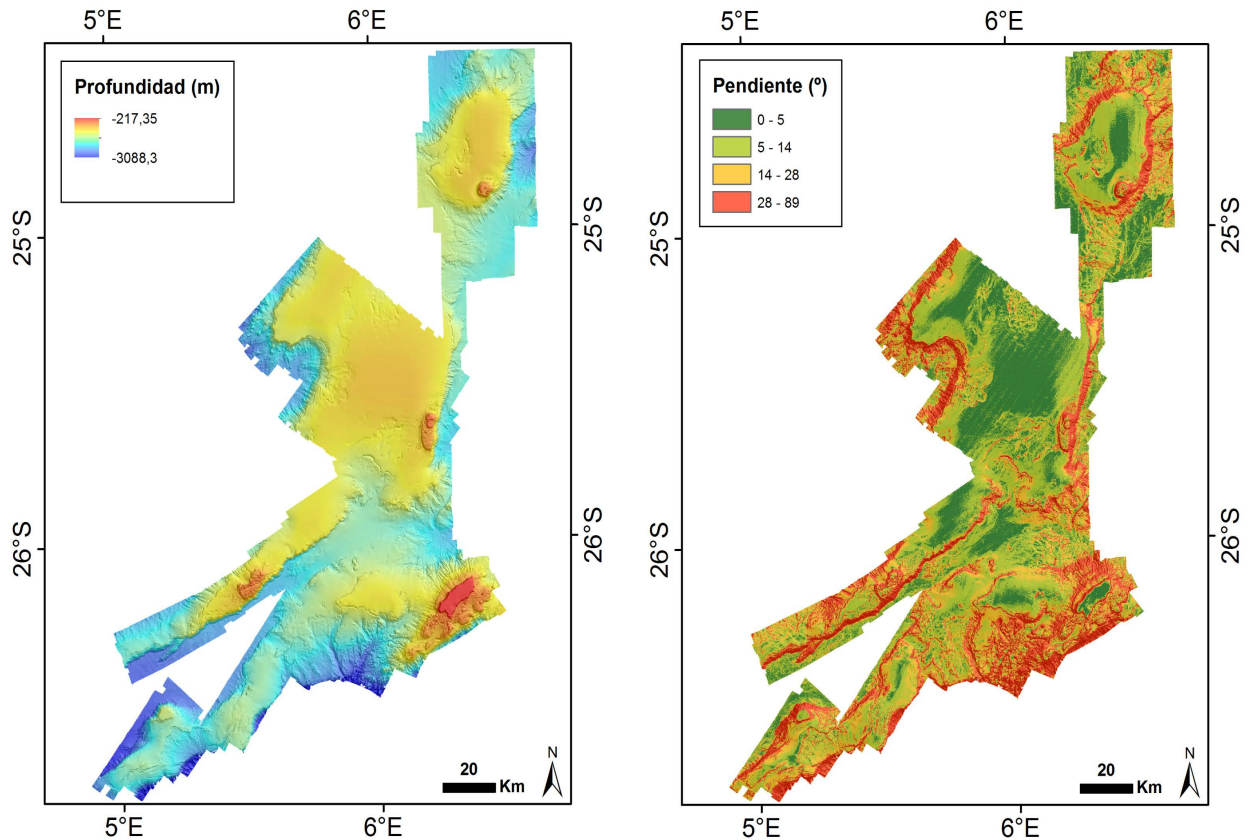


Figura 3.1. Modelo digital del terreno de la profundidad y de la pendiente del segmento central de la Dorsal de Walvis con una exageración vertical de 6.

En el estudio del Segmento Central de la Dorsal de Walvis se han podido identificar diferentes elementos morfoestructurales y morfosedimentarios como son: estructuras volcánicas, cañones, *gullies*, canales, crestas, depresiones o surcos, escarpes, deslizamientos, superficies irregulares, laderas, áreas suaves, *drifts*, terrazas, áreas inter canal-cañón y *drapes* (Fig. 3.4). Estos elementos han sido clasificados en base al análisis de los datos de batimetría multihaz, los perfiles sísmicos y los datos de reflectividad.

Esta clasificación pretende resaltar las principales características que conforman el contexto geológico del área, aportando información sobre la dinámica estructural, la tectónica, la sedimentológica y la oceanográfica.

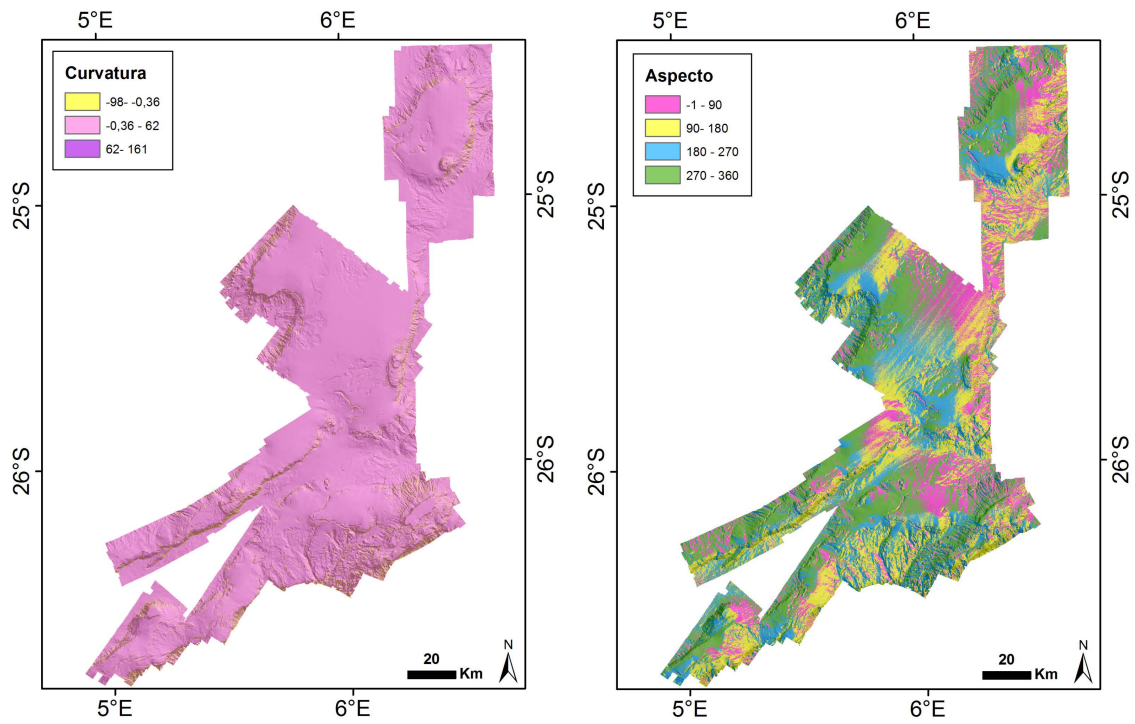


Figura 3.2. Modelo digital del terreno de la curvatura y de aspecto del segmento central de la Dorsal de Walvis con una exageración vertical de 6.

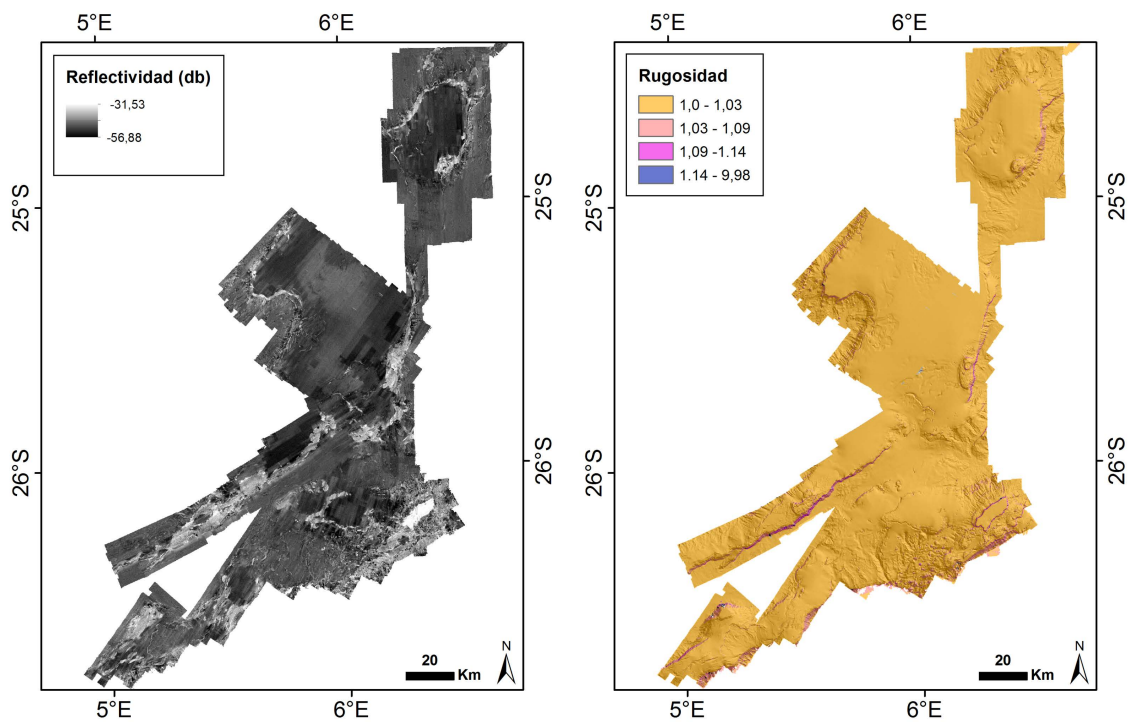


Figura 3.3. Modelo digital del terreno de los datos de reflectividad y rugosidad del segmento central de la Dorsal de Walvis.

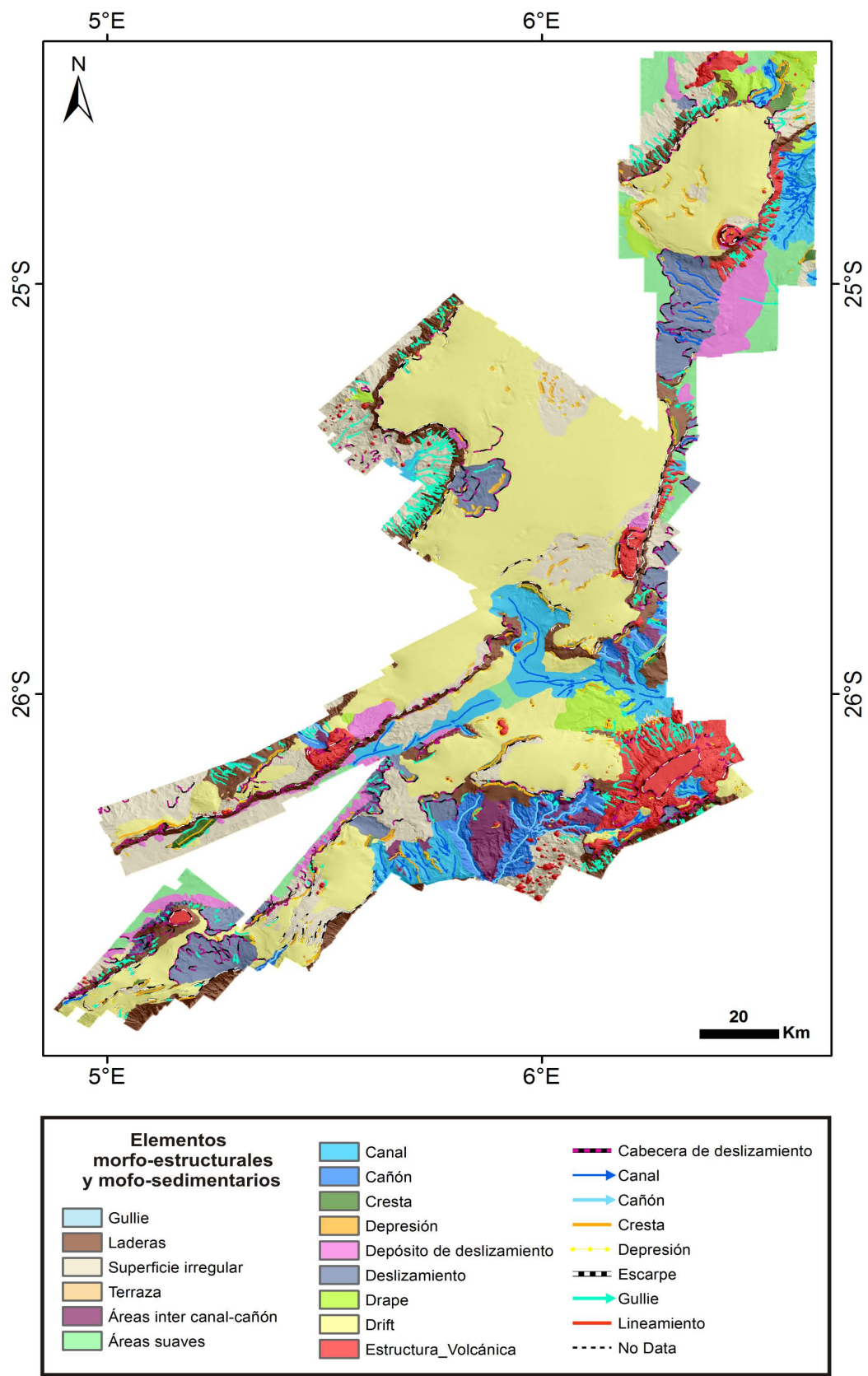


Figura 3.4. Modelo con la representación de los diferentes elementos morfoestructurales y morfosedimentarios identificados en el Banco de Valdivia.

3.2 Elementos morfoestructurales y morfosedimentarios

3.2.1 Estructuras volcánicas

Dentro del segmento central de la Dorsal de Walvis se localizan diversos focos de actividad volcánica que dan lugar a diferentes estructuras volcánicas. El conjunto de estas estructuras abarca un área de 1128.93 km² y suponen el 6.92 % de las morfologías que se encuentran en la zona de estudio (Fig. 3.5). Aunque existen estructuras volcánicas en todos los sectores de la dorsal, en el Sector Meridional-Zona Este se concentran la mayoría de ellas.

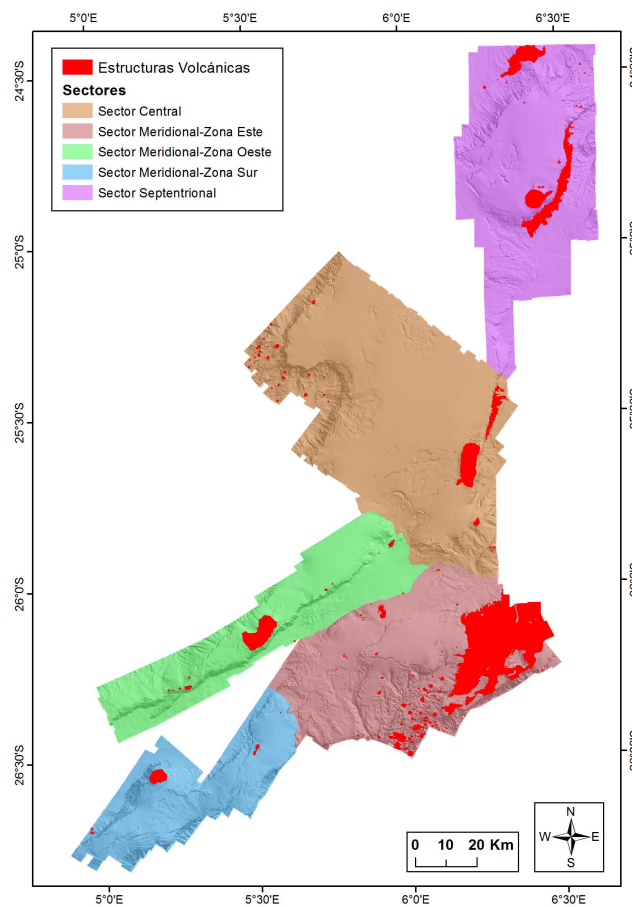


Figura 3.5. Localización de las Estructuras Volcánicas a lo largo de los diferentes sectores.

El rango de profundidad en el que aparecen estas estructuras es de 2467.48 m, extendiéndose desde 217.35 m de profundidad hasta 2684.83 m, siendo la profundidad media de aparición de 1048.09 m. Las estructuras volcánicas tienen un gradiente medio de la pendiente de 36.91°, donde la pendiente mínima es 0.01° y la máxima de 87.79°. La curvatura de estas estructuras oscila entre 27.11 de máxima y -21.90

de mínima. El valor medio de la reflectividad es de -44.66, con un valor máximo de -31.92 y mínimo de -56.75.

Las estructuras volcánicas mejor representadas en el Banco de Valdivia son los montes submarinos y los conos volcánicos. Para la caracterización de estas estructuras se han calculado una serie de parámetros que aparecen definidos en el anexo II para el caso de los montes submarinos y en el anexo III para los conos volcánicos.

3.2.1.1 Montes Submarinos

Se han identificado 4 montes submarinos a lo largo del segmento central de la dorsal (Fig. 3.6), uno en el Sector Septentrional, el Monte Submarino de Valdivia Norte, otro en el Sector Central, el Monte Submarino de Valdivia Centro y dos montes en el Sector Meridional, uno de ellos dentro del Complejo Volcánico de Valdivia Este y denominado Monte Submarino de Valdivia Este, siendo el último el Monte Submarino de Valdivia Oeste. Este tipo de estructuras constituyen un 1.72 % de los elementos identificados.

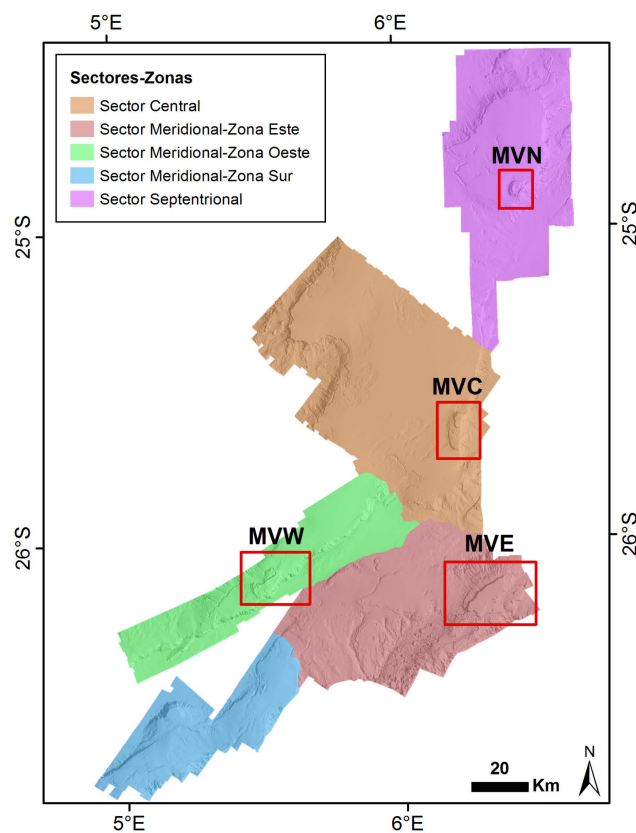


Figura 3.6. Mapa de localización de los diferentes sectores donde se localizan los montes submarinos de Valdivia Norte (MVN), Valdivia Centro (MVC), Valdivia Este (MVE) y Valdivia Oeste (MVW).

En el anexo II se describen los parámetros necesarios para el cálculo de los diferentes índices morfométricos, que nos ayudan a caracterizar la morfología de cada monte submarino.

3.2.1.1.1 Morfometría del Monte Submarino de Valdivia Norte

El Monte Submarino de Valdivia Norte se localiza en la parte central del Sector Septentrional, entre las coordenadas de latitud $24^{\circ}51.16'S$ - $24^{\circ}54.58'S$ y longitud $6^{\circ}24.22'E$ - $6^{\circ}28.17'E$. El monte tiene un perímetro de 20.47 km, un área de 29.70 km^2 y un volumen de 27.52 km^3 .

Este monte submarino de morfología troncocónica, se ubica en el límite SSW de un alto estructural, y presenta un eje de máxima elongación de dirección W-E de 6545.42 m, y una anchura máxima sobre su eje N-S de 6186.51 m. En la base del monte se registra una profundidad máxima de 981.54 m y la cima está en 554.01 m, alcanzando una altura máxima de 427.53 m (Fig. 3.7).

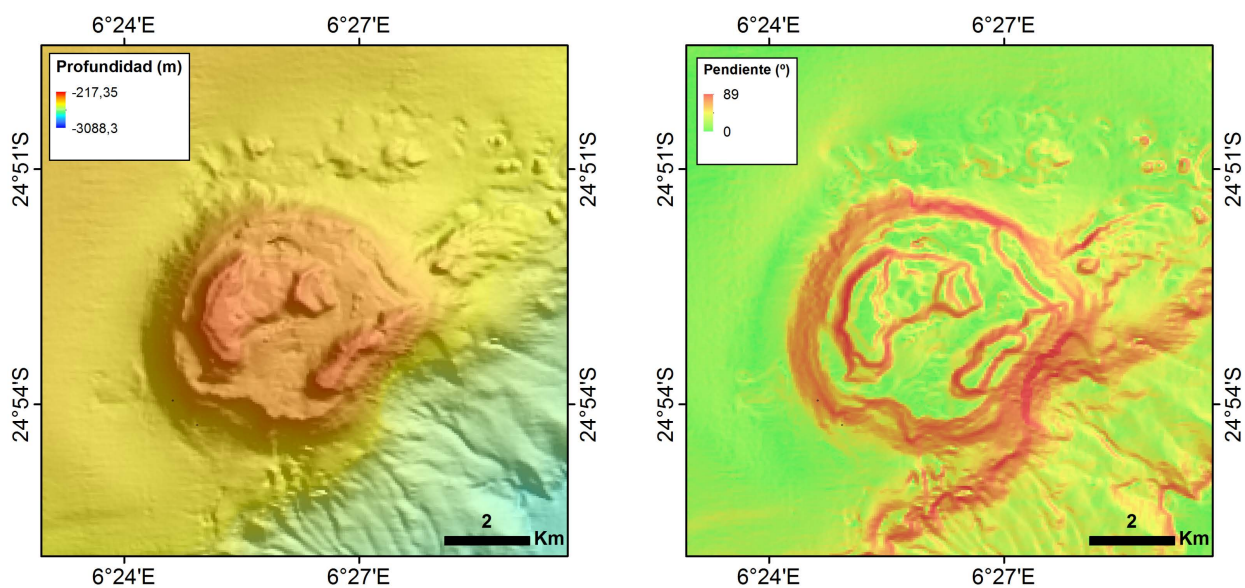


Figura 3.7. Modelos digitales de profundidad y pendiente del Monte Submarino de Valdivia Norte.

El monte submarino de Valdivia Norte presenta un gradiente máximo de la pendiente de 84.35° , un valor mínimo de 0.14° , con un valor medio 41.66° (Fig. 3.7) y una desviación estándar de 22.44. La curvatura oscila entre un valor máximo de 5.64 y mínimo de -5.22, con una media de 0.016 y una desviación estándar de 0.49. La rugosidad máxima registrada en el monte es de 1.51 y la mínima es 1, con un valor medio de 1.038 y una desviación estándar de 0.051. Los valores máximos y mínimos de reflectividad son -34.46 db y -52.55 db respectivamente, con un valor medio de -43.08 db y una desviación estándar de

2.52. Del cálculo de los índices morfométricos para el monte de Valdivia Norte se obtuvieron un Índice de Irregularidad (Ii) de 1.22, un Índice de Elipsicidad (Ie) de 1.13, un Índice de Truncación (It) de 0.77, un Valor de Sigma de (SV) de 0.57 y la relación entre la altura máxima del monte y el diámetro de la base (H/D) es de 0.069.

Las laderas o flancos del Monte Submarino de Valdivia Norte se extienden desde una profundidad máxima de 981.54 m hasta 654.81 m, alcanzando una altura máxima de 326.73 m. El gradiente de la pendiente oscila entre 84.35° y 0.27° , con una media de 54.06° y una desviación estándar de 15.52. La curvatura está entre 3.18 y -3.61, con un valor medio de 0.012 y una media de 0.54. La rugosidad máxima del monte se localiza en las laderas con un valor de 1.51, siendo el valor mínimo 1, el valor medio 1.053 y con una desviación estándar de 0.053. La reflectividad para esta parte del monte oscila entre -34.46 db y -52.16 db, con un valor medio de -43.31 y una desviación estándar de 2.29.

El techo de Valdivia Norte, de morfología circular, queda delimitado por un perímetro de 16.19 km, un área de 16.66 km^2 y un volumen de 11.87 km^3 . El techo presenta un eje de máxima elongación NE-SW de 5069.45 m y un eje NW-SE de máxima anchura de 4335.63 m. La diferencia de altura entre la cima del monte a 554.01 m y la profundidad máxima que se alcanza en el techo a 250.56 m, es de 804.57 m. El gradiente de la pendiente en el techo está entre 79.28° y 0.14° , con un valor medio de 31.96° y una desviación estándar de 22.25. La curvatura oscila entre 3.18 y -3.61, con un valor medio de 0.019 y una desviación estándar de 0.44. La rugosidad que presenta el techo es de 1.34 de máxima y 1 de mínima, con un valor medio de 1.026 y una desviación estándar de 0.048. El valor medio de la reflectividad media es -42.90 db, con un valor máximo de -34.85 db y mínimo de -52.55 db, con una desviación estándar de 2.67.

Sobre el techo del monte submarino se distinguen varias estructuras monticulares en forma de cresta, dispuestas en dirección N-S y NE-SW (Fig. 3.8). La cresta de mayores dimensiones se localiza en la parte más occidental del techo, y tiene un eje de máxima elongación N-S de 3239.63 m y una anchura de 1291.34 m. Esta cresta tiene una altura máxima de 171.64 m, donde la profundidad máxima prospectada es de 725.65 m y la mínima es de 554.01 m. La cresta de tamaño medio se ubica en la parte suroriental del techo, y se dispone en un eje de máxima elongación NE-SW de 2986.70 m y una anchura máxima de 824.35 m. Esta cresta tiene una altura 127.13 m, donde se alcanza una profundidad máxima de 730.71 m y mínima de 573.58. La cresta de menores dimensiones se ubica en la zona central del techo y se dispone paralela a la cresta de mayores dimensiones. Su eje máximo de elongación, N-S, mide 1123.08 m y su anchura es de 619.14 m. La altura de la cresta es de 87.08 m, con una profundidad máxima de 683.93 m y mínima de 596.84 m.

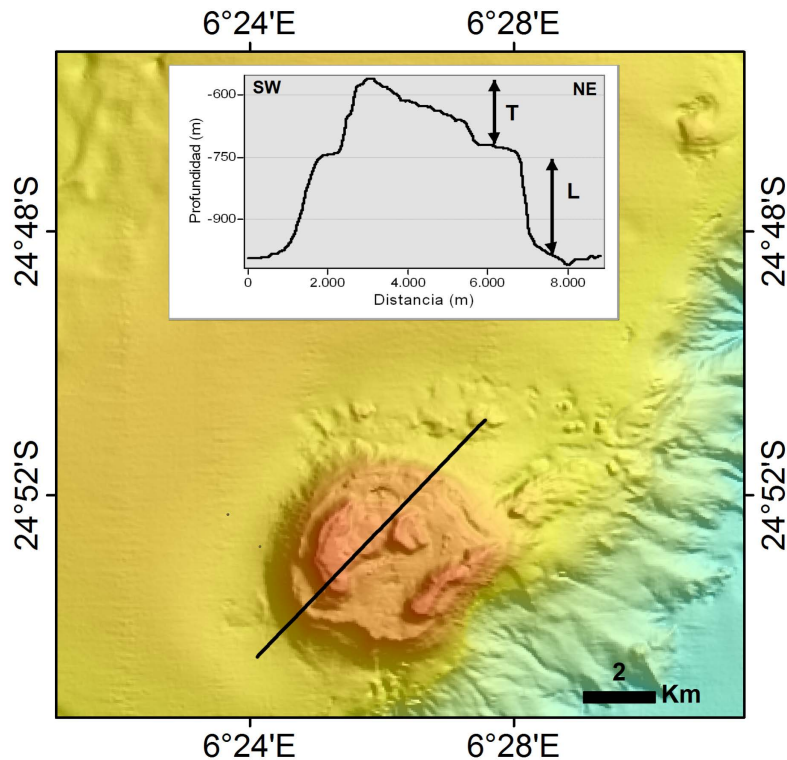


Figura 3.8. Perfil topográfico del Monte Submarino de Valdivia Norte. Donde T, representa el área del techo y L, indica las laderas del monte.

3.2.1.1.2 Morfometría del Monte Submarino de Valdivia Centro

El monte submarino de Valdivia Centro se localiza en la parte más meridional del Sector Central, entre las coordenadas de latitud $25^{\circ}35.38'S$ - $25^{\circ}43.40'S$ y longitud $6^{\circ}15.15'E$ - $6^{\circ}10.13'E$ (Fig. 3.6). Este monte tiene un perímetro de 37.43 km, un área de 66.91 km^2 y un volumen de 76.66 km^3 .

El monte se caracteriza por presentar una morfología elongada, siendo su eje de máximo alargamiento N-S. En esta dirección la base presenta una longitud máxima de 14635.37 m y una anchura máxima sobre su eje E-W de 5571.25 m. La altura que alcanza el monte es de 641.24 m, localizándose su cima a 413.93 m de profundidad (Fig. 3.9). En la línea de base su profundidad máxima es de 1055.17 m (Fig. 3.10).

El monte presenta una pendiente media de 37.46° , una pendiente máxima de 83.81° y una mínima de 0.44° , siendo la desviación estándar de 21.41° (Fig. 3.9). Los valores de curvatura para el monte van desde los 8.95 de máxima a los -9.84 de mínima, con una media de 0.010 y una desviación estándar de 0.44. Los valores de la rugosidad para Valdivia Centro oscilan entre los 3.95 de máxima a 1 de mínima,

con una media de 1.03 y una desviación estándar de 0.092 (Fig. 3.10). Los valores de reflectividad oscilan entre -31.92 db de máxima y -56.37 db de mínima, con una media -42.85 db (Fig. 3.10) y una desviación estándar de 2.14. El monte de Valdivia Centro presenta los siguientes índices morfométricos; li Irregularidad de 1.53, le de 2.51, lt de 0.83, SV de 0.52, y H/D de 0.069.

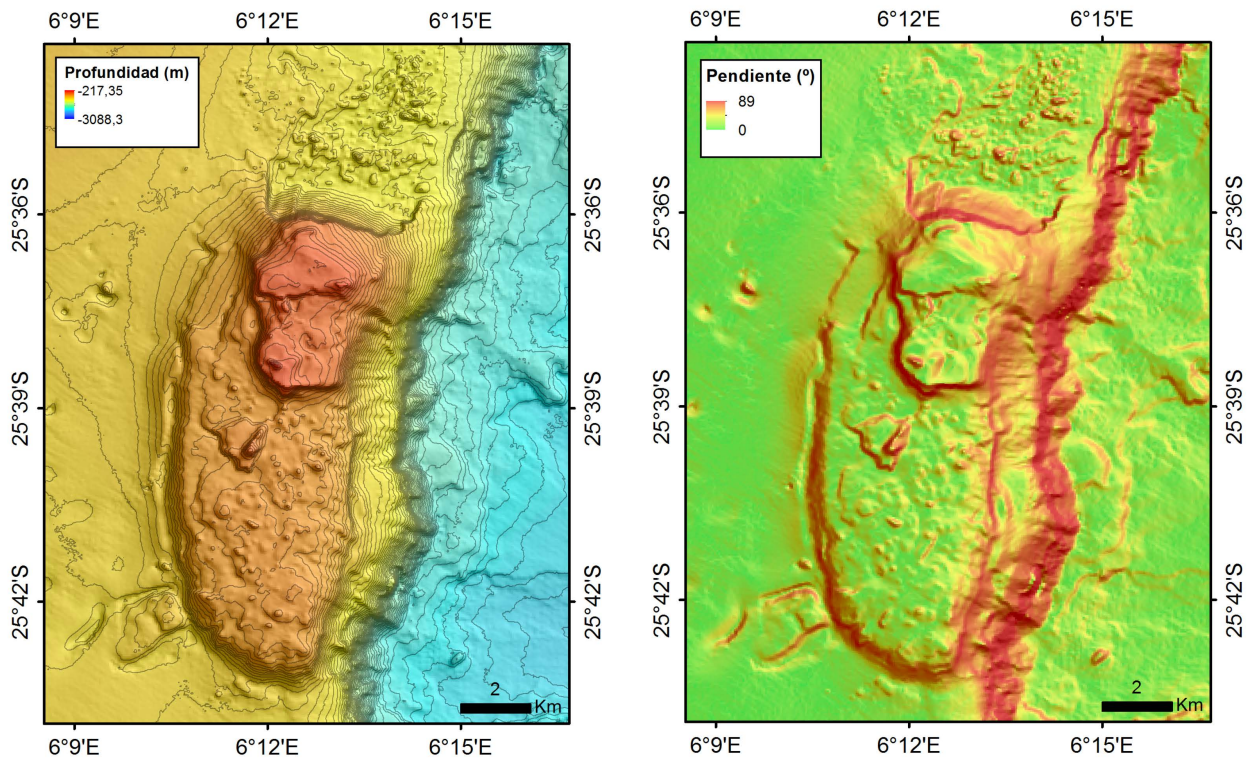


Figura 3.9. Modelos digitales del terreno, para el Monte Submarino de Valdivia Centro, de la profundidad codificada en color y la pendiente.

Al igual que la base, el techo del monte (Fig. 3.11) también presenta una morfología elongada, con una dirección de máximo alargamiento NNE-SSW. Las dimensiones del techo del monte son 12206.72 m en su eje de máxima longitud y 4245.47 m en su eje de máxima anchura dispuesto E-W. Sobre la línea de base del techo, situada a 814.01 m, el monte se eleva una altura de 400.08 m hasta alcanzar su cima, localizada a una profundidad de 413.93m. En esta provincia del monte la pendiente media es 27.53°, la pendiente máxima es 83.81° con una mínima de 0.44°, siendo la desviación estándar de 19.19° (estos dos últimos valores coinciden con los representativos para todo el monte). La curvatura varía entre 8.95 y -9.84, con un valor medio de 0.011 y una desviación estándar de 0.46. Respecto a la rugosidad, los valores oscilan entre 3.95 y 1, con un valor medio de 1.024 y una desviación estándar de 0.101. La reflectividad máxima es de -31.92 db y -56.37 db, con un valor medio de -42.57 db y una desviación estándar de 2.18. El perímetro del techo del monte es de 31.23 km, que delimita un área de 41.31 km²

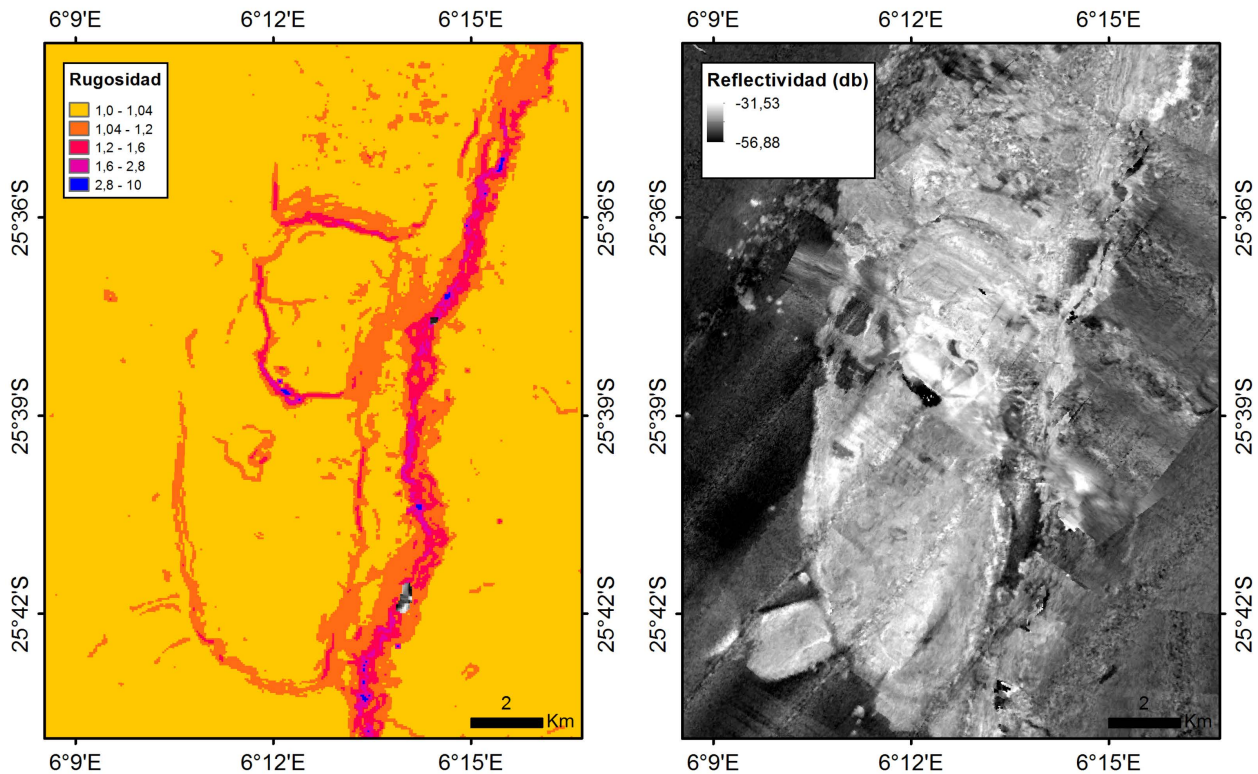


Figura 3.10. MDT de rugosidad y reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Centro (MVC), de la profundidad codificada en color y la pendiente.

La superficie del monte es bastante irregular por la presencia de conos volcánicos que se encuentran distribuidos por todo el techo (Fig. 3.12, perfiles topográficos 1 y 2). La base de los conos tiene morfologías elongadas o semicirculares, sin ningún patrón en cuanto a su dirección de máximo alargamiento. Presentan un amplio rango de tamaños, desde los 150 m que se registran en su eje máxima longitud hasta los 1001 m que mide el cono más grande, que se localiza en la parte central del monte, y llega a alcanzar una altura de 80 m (Fig. 3.12, perfil topográfico 3).

En el sector más septentrional del techo del monte se localiza un alto estructural (Figs. 3.11 y 3.12, perfil topográfico 1) con una morfología elongada según una dirección N-S. Este alto tiene unas dimensiones máximas de 5052.83 m de longitud en sentido NNE-SSW y una anchura de 2979.74 en dirección ENE-WSW. El rango de profundidad varía desde los 733.61 m que se alcanzan en su base, hasta los 413.93 m que se registran en la cima, correspondiéndose con el punto más somero del monte de Valdivia Centro. El alto presenta un desnivel de 318.31 m y es donde se registran los niveles de pendiente más elevados de todo el monte, 83.81°.

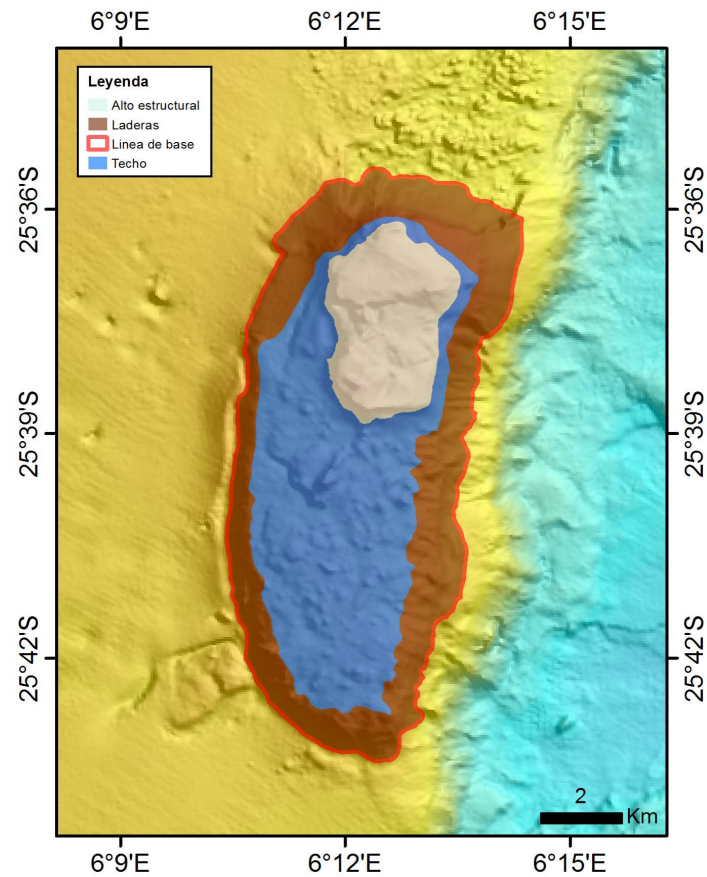


Figura 3.11. Identificación de la línea basal del Monte Submarino de Valdivia Centro, de las laderas, techo y alto estructural que se localiza en este último.

Los flancos del monte se extienden desde los 575.93m a los 1055.17 m de profundidad, con un desnivel de 479.24 m. El rango de la pendiente es muy amplio, desde 2.23° que se localizan en las zonas más aplaceradas, hasta 83.81° que se localizan en el flanco N del monte, con una gradiente medio de la pendiente de 52.57°. Los flancos presentan una curvatura máxima de 4.43, una curvatura mínima de -3.14, con una media de 0.009 y una desviación estándar de 0.43. La rugosidad varía entre 1.81 de máxima y 1 de mínima, con un valor medio de 1.051 y una desviación estándar de 0.073. El valor de la reflectividad oscila entre -35.99 db y -54.20 db, con una media de -43.28 db y una desviación estándar de 2.025.

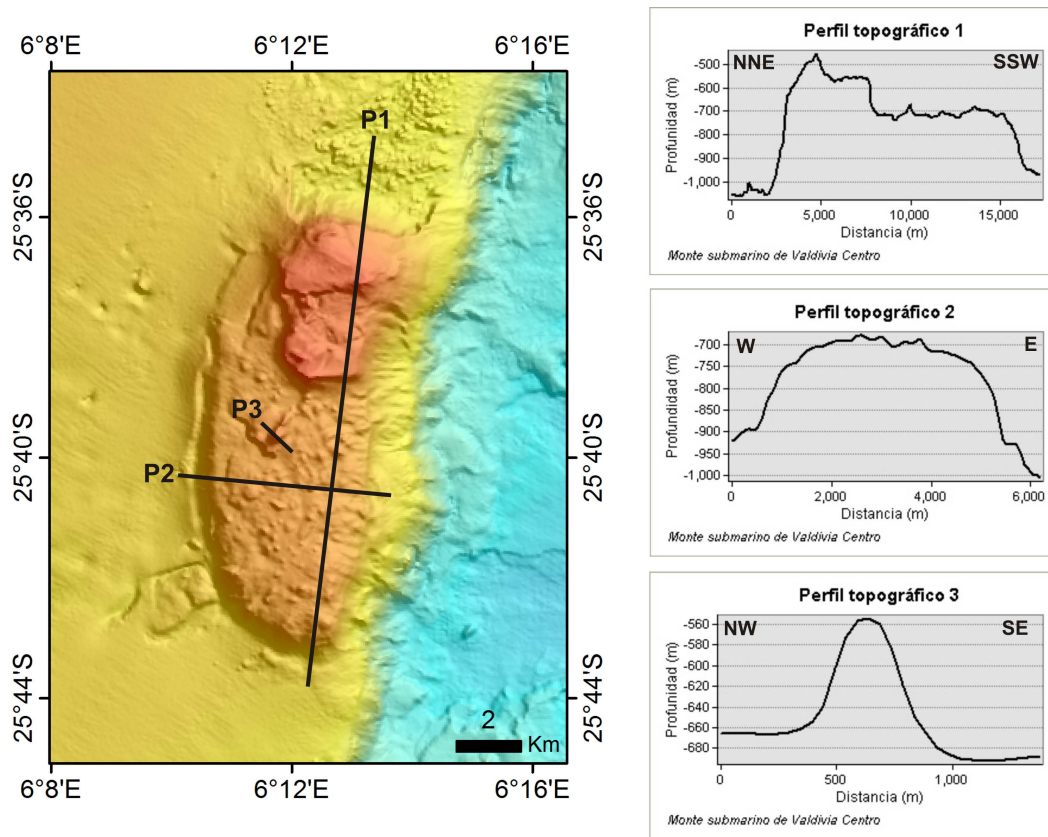


Figura 3.12. Modelo digital de batimetría con la localización y representación de los perfiles topográficos P1, P2 y P3.

3.2.1.1.3 Morfometría del Complejo Volcánico de Valdivia Este

El Complejo Volcánico de Valdivia Este (CVVE) se localiza en la parte más oriental del Sector Meridional-Zona Este. Dentro de este complejo, se encuentran representadas tres provincias o unidades morfológicas diferentes. La unidad más somera se corresponde con la provincia del Monte Submarino de Valdivia Este, seguido de las laderas y por último, el pie (Figs. 3.6 y 3.13). En total, este complejo se encuentra delimitado por un perímetro de 180.77 km, abarcando un área de 782.84 km² y un volumen de 1634.61 Km³. El CVVE presenta un rango de profundidades que va desde 217.35 m que se dan en el techo del monte submarino hasta los 1856.87 m que se alcanzan en la zona más profunda de la provincia del pie del complejo, obteniéndose así una diferencia de profundidad de 1639.52 m. El gradiente medio de la pendiente es de 31.09°, con un gradiente mínimo de 0.01° que se llega a alcanzar en la cima del monte, hasta 87.79° que se alcanza en algún punto de las laderas del complejo, con una desviación estándar de 20.47. La curvatura oscila entre -21.89 de mínima que se obtiene en la provincia del monte hasta un máximo de 27.11 que se alcanzan en el pie del complejo volcánico, con un valor medio de

0.0039 y una desviación estándar de 0.55. El valor medio de la rugosidad es 1.031, con un valor mínimo de 1, máximo de 4.82 que se alcanza en la provincia del monte y con una desviación estándar de 0.104. Los valores de reflectividad para este complejo volcánico son de media -44.79 db, siendo -56.75 db el valor mínimo en el pie y -32.43 db de máxima, en la provincia del monte submarino, con una desviación estándar de 3.09.

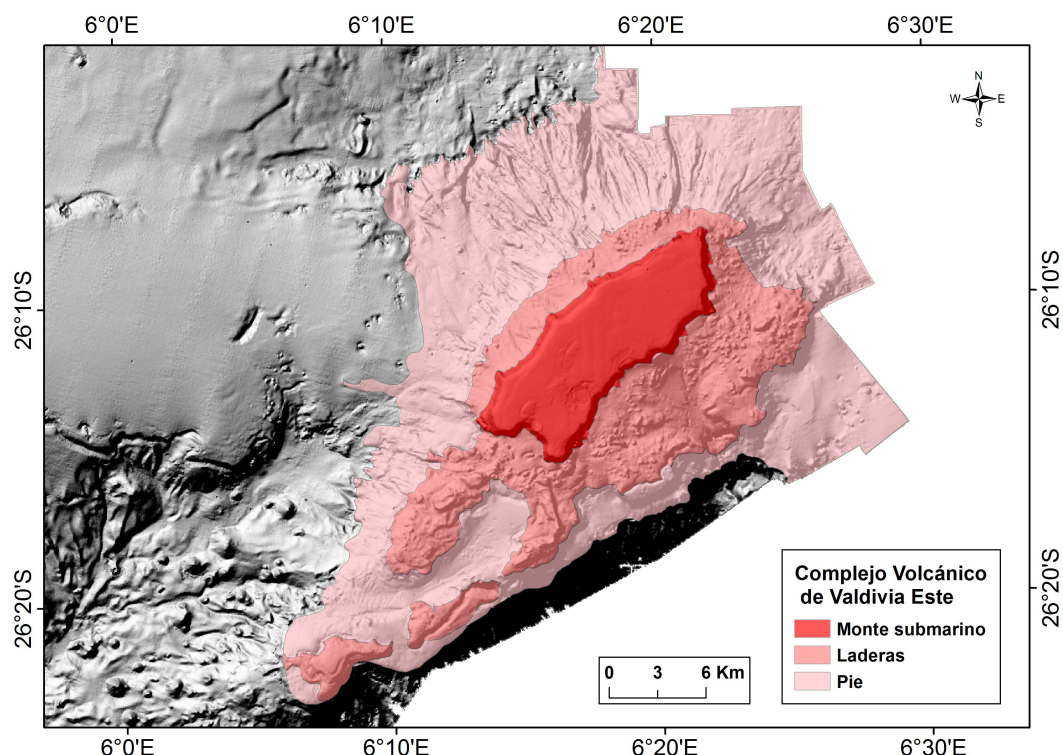


Figura 3.13. Complejo Volcánico de Valdivia Este donde se pueden identificar las provincias de monte submarino, laderas y pie.

A continuación se realiza una descripción de cada una de las provincias identificadas en este Complejo Volcánico de Valdivia Este.

3.2.1.1.3.1 Monte submarino de Valdivia Este

El monte submarino de Valdivia Este se localiza entre las coordenadas de latitud 26°07.65' S - 26° 15.54'S y longitud 006°22.23'E - 006°13.62'E (Fig. 3.6). El monte presenta una morfología elongada de dirección NE-SW, con una longitud máxima de 18579.27 m en la base y una anchura máxima sobre el eje NW-SE de 6932.27 m. El rango de profundidades se extiende desde los 746.58 m que se dan en la línea de base hasta los 217.35 m que se registran en su cima, con un desnivel de 529.23 m (Fig. 3.14). El monte tiene un perímetro de 48.63 km, un área de 91.51 km² y ocupa un volumen de 143.78 km³.

El monte presenta una pendiente media de 20.37° , siendo su valor máximo de 87.79° y mínima de 0.01° , siendo la desviación estándar de 28.23° (Fig. 3.14). Los valores de curvatura para el monte varían entre los 18.67 de máxima a los -21.90 de mínima, con una media de 0.019 y una desviación estándar de 0.85. La rugosidad se presenta en un rango de 4.82 de máxima hasta alcanzar 1 de mínima, con un valor medio de 1.078 y una desviación estándar de 0.221 (Fig. 3.15). Los valores de reflectividad oscilan entre -56.37 db de mínimo y -32.43 db de máximo, con una media de -40.34 db (Fig. 3.15) y una desviación estándar de 2.65. El monte de Valdivia Este presenta los siguientes índices morfométricos; Índice de Irregularidad de 1.68, Índice de Elipsicidad de 2.95, Índice de Truncación de 0.89, valor de SV de 0.56, y H/D de 0.049.

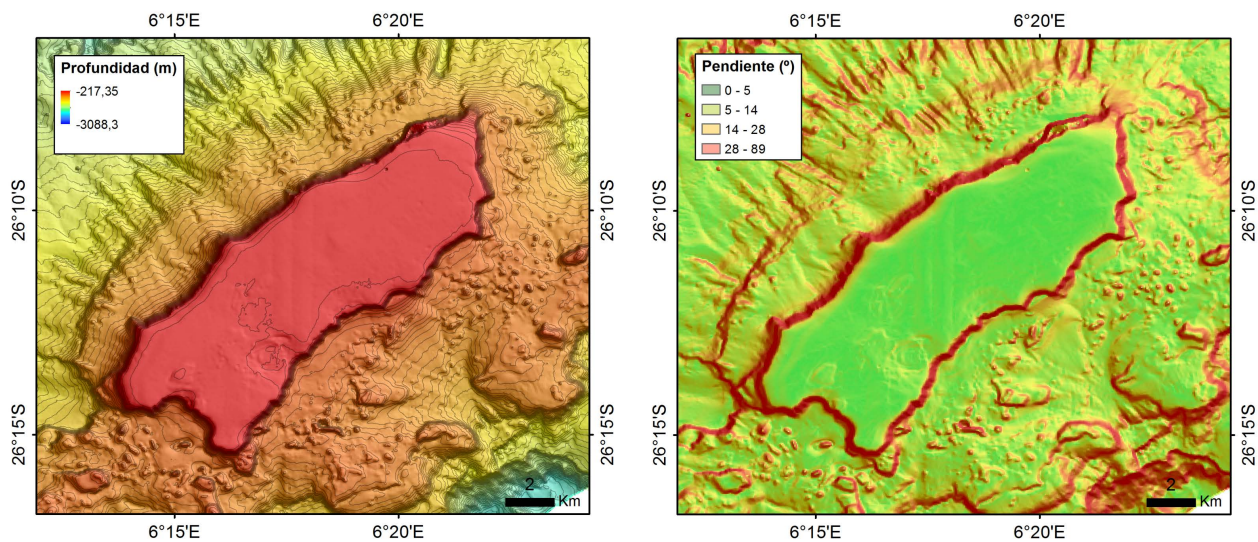


Figura 3.14. Modelo digital del terreno con isobatas cada 20 m y de la pendiente del Monte Submarino de Valdivia Este.

El techo del monte (Fig. 3.16), de morfología elongada NE-SW, posee unas dimensiones de 16690.83 m según su eje de máxima longitud y 5418.35 m de anchura en sentido NW-SE. La profundidad media del techo es de 235.61 m, con una profundidad máxima de 289.77 m y mínima de 217.35 m, dándose una diferencia de profundidad de 72.41 m. El rango de los valores de la pendiente para el techo oscila entre 11.74° de máxima y de 0.11° de mínima, obteniéndose un valor medio de 0.88° . Los valores de curvatura para el techo oscilan entre 2.18 y -5.29, con una media de 0.0008 y una desviación de 0.08. En cuanto a la rugosidad, el techo presenta un valor máximo de 1.22 y mínimo de 1, con un valor medio de 1 y una desviación estándar de 0.002. El rango de los valores de reflectividad está entre -32.43 db y -53.31 db, máximo y mínimo respectivamente, con una media de -39.40 db y una desviación estándar de 1.47. El perímetro del techo del monte es de 42.48 km, abarcando un área de 69.56 km^2 .

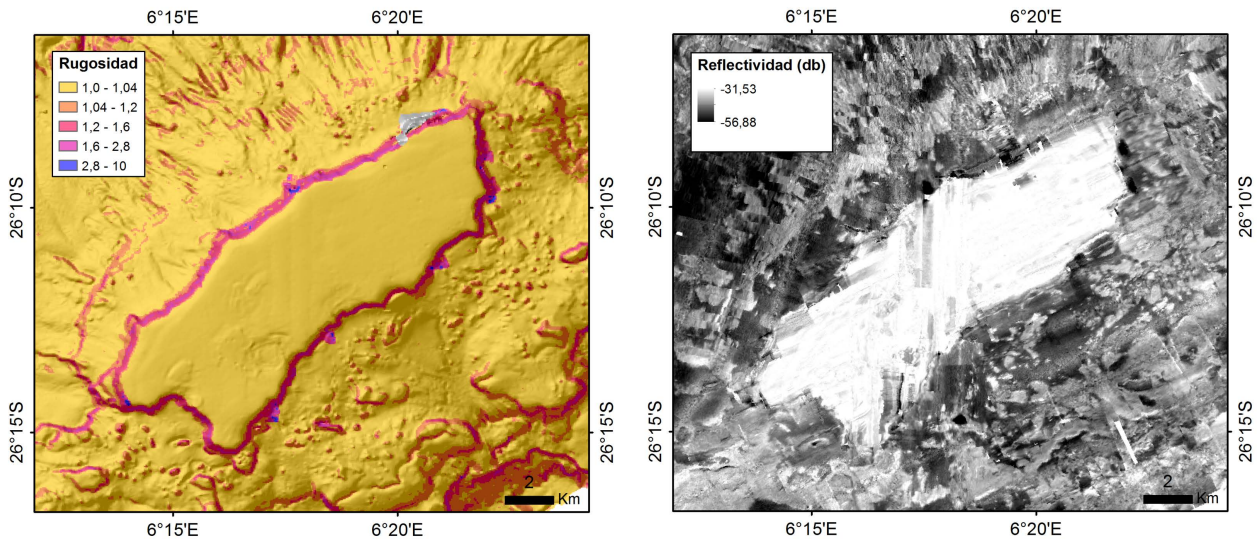


Figura 3.15. Modelos digitales de la rugosidad y de la reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Este.

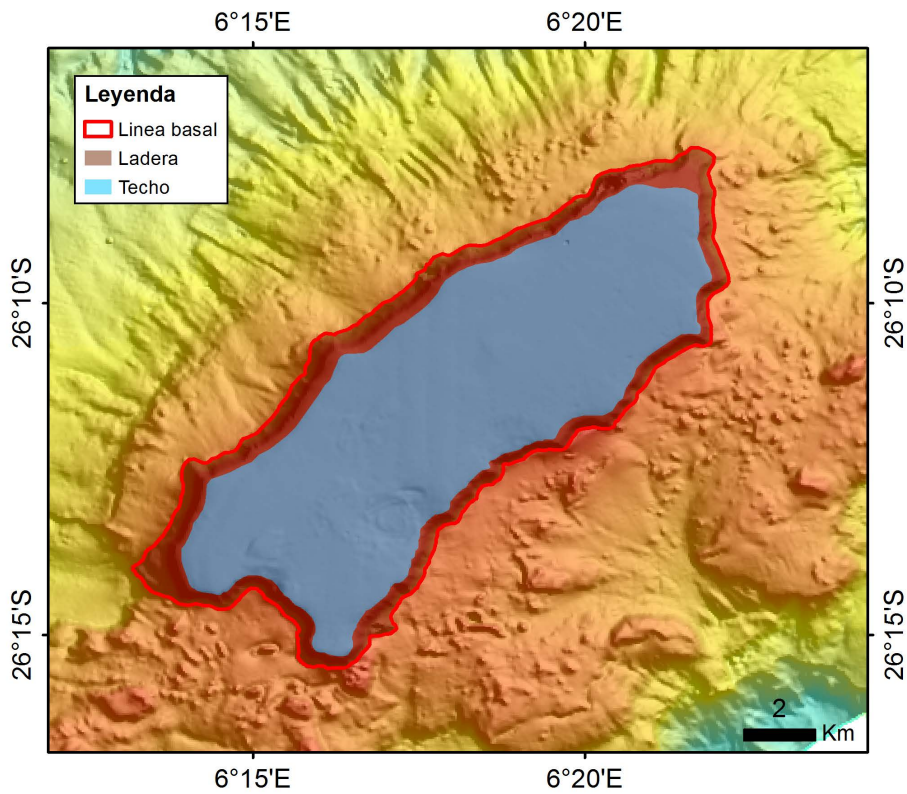


Figura 3.16. Identificación de la línea basal, las laderas y el techo del Monte Submarino de Valdivia Este.

Como se observa en los perfiles topográficos 1 y 2 (Fig. 3.17), el techo del monte submarino presenta una morfología aplacerada con algunas irregularidades.

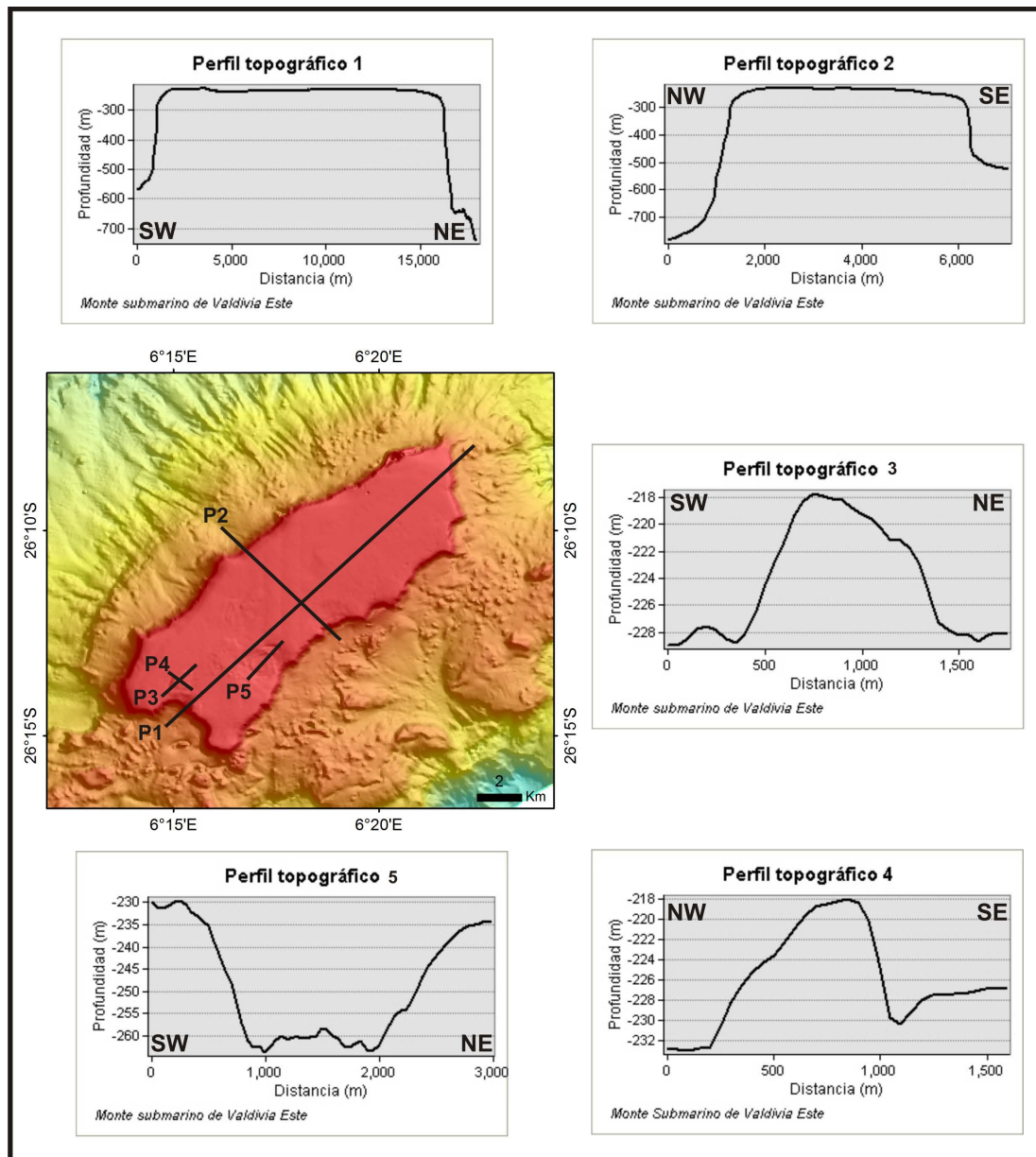


Figura 3.17. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color, mostrando la localización y representación de los perfiles P1, P2, P3, P4 y P5.

Dentro de estas irregularidades, se incluye un montículo de morfología sub-circular localizado en la parte suroccidental (Fig. 3.17, perfiles topográficos P3 y P4). Este montículo presenta unas dimensiones de 1150 m de largo por 850 m de ancho, con una altura máxima de 16 m, y alcanzando la profundidad mínima del monte, 217.64 m. La pendiente máxima alcanzada es de 6.84° que se ubica en su ladera NE, mientras que la pendiente mínima de 0.62° se produce en el techo del montículo.

Al NE del montículo, encontramos otra irregularidad en el techo del monte. Se trata de una depresión de morfología sub-circular (Fig. 3.17, perfil topográfico P5) localizada en el borde de la ladera del monte submarino. Esta depresión tiene una longitud máxima de 2090.49 m y una anchura de 1747.06 m, con un desnivel de 31 m. La pendiente máxima de 7.29° se alcanza en la parte septentrional de la depresión, mientras que su pendiente mínima de 0.43° se localiza en la parte central de la misma.

Los flancos del monte se extienden desde los 223.16 m hasta los 746.58 m, con un desnivel de 523.42 m. El rango de la pendiente va desde los 0.11° que se localizan en las zonas más aplaceradas hasta los 87.79°, alcanzando un valor medio de 66.67° y una desviación estándar de 18.14. La curvatura oscila entre -21.89 de mínima hasta un máximo de 18.67, con un valor medio de 0.055 y una desviación estándar de 1.74. Los flancos presentan un valor medio de la rugosidad es 1.02, con un valor mínimo de 1, máximo de 3.09 y con una desviación estándar de 0.054. La reflectividad media alcanzada en los flancos del monte es de -43.31 db, siendo -56.37 db el valor mínimo y -32.43 db el máximo, con una desviación estándar de 3.30.

3.2.1.1.3.2 Laderas del complejo volcánico de Valdivia Este

Dentro de este complejo volcánico, las laderas (Fig. 3.13) abarcan un área de 226.78 km² y un volumen de 369.34 km³. El rango de profundidad de las laderas abarca desde los 302.60 m de mínima y los 1028.63 m de máxima, alcanzando un desnivel de 726.03 m. El gradiente de la pendiente oscila entre 0.04° de mínima y 87.79° de máxima, con un gradiente medio de 31.09° muy superior al alcanzado en el monte submarino, con una desviación estándar de 17.67. Los valores de curvatura están entre -11.85 de mínima y 17.92 de máxima, con un valor medio de 0.006 y una desviación estándar de 0.43. El valor medio de la rugosidad en esta provincia es de 1.02, ligeramente inferior al valor medio registrado en el monte submarino, con un valor mínimo de 1 y máximo de 3.09, con una desviación estándar de 0.054. La reflectividad está entre -55.47 db de mínima y -33.44 db de máxima, con un valor medio de -44.45 db y una desviación estándar de 2.41.

La morfología a lo largo de las laderas se presenta muy irregular. Estas se encuentran mejor desarrolladas en la parte suroriental, llegando a alcanzar una anchura máxima de 7.36 km, frente a los 2.39 km de máxima en el flanco noroccidental, y con su eje de máxima elongación NE-SW alcanzando 39.34 km. Debido a procesos de inestabilidad de ladera y a la erosión, esta provincia se ha visto fuertemente fragmentada y desconectada, adquiriendo una morfología irregular. El extremo suroccidental es el que refleja con mayor evidencia este proceso de degradación.

En esta provincia, se identifican diversas morfologías desarrolladas sobre ella, como conos volcánicos, depresiones, cabeceras de deslizamiento y un canal (Figs. 3.4 y 3.18). La mayor concentración de elementos se registra en la ladera suroriental.

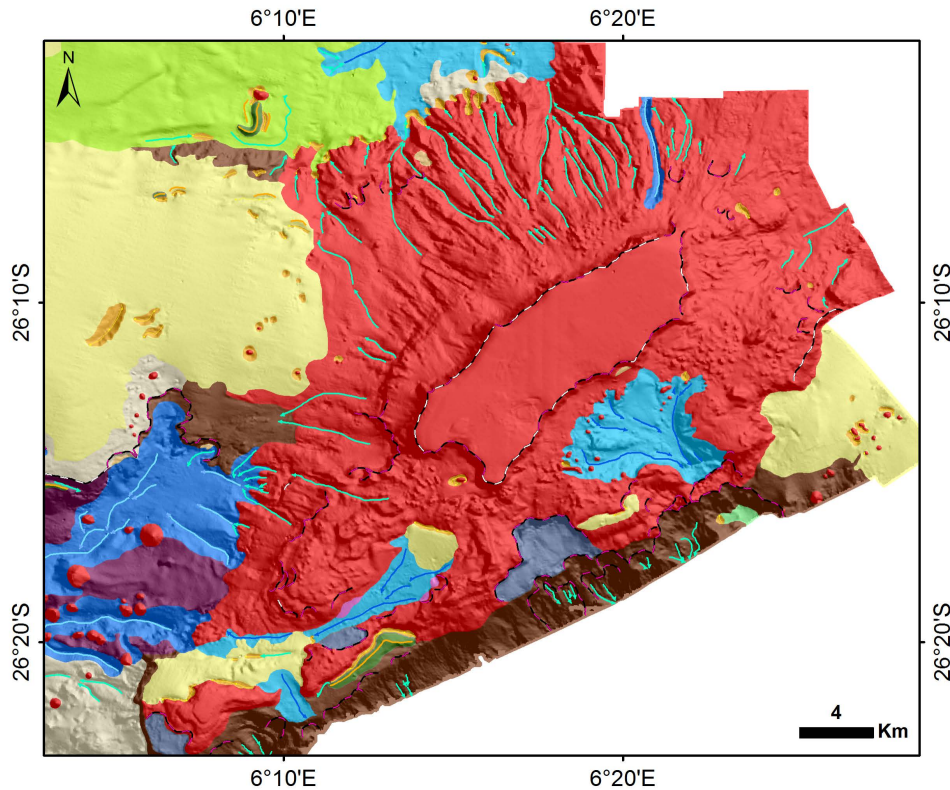


Figura 3.18. Elementos morfoestructurales y morfosedimentarios identificados en el Complejo del Monte submarino de Valdivia Este.

3.2.1.1.3.3 Pie del complejo volcánico de Valdivia Este

El pie constituye la parte más distal y profunda del complejo volcánico (Fig. 3.13), con profundidades que oscilan entre 608.11 m hasta 1856.87 m, alcanzando un desnivel de 1248.76 m. Esta provincia llega a abarcar un área de 46.21 km² y un volumen de 1121.49 km³, siendo la provincia más grande y extensa. El gradiente de la pendiente se extiende desde 0.10° hasta 85.91°, presentando una desviación estándar de 19.22. Además, es en esta provincia donde se registra el valor medio más alto de la pendiente, de 33.21°. La curvatura presenta un rango que oscila entre -13.70 de mínima y 27.11 de máxima, con una media de 0, siendo la más baja de las tres provincias, y una desviación estándar de 0.51. Los valores de rugosidad son muy similares a los de las laderas, el valor mínimo es 1 y el máximo 3.03, con una media de 1.03 y una desviación estándar de 0.062. El valor medio de la reflectividad es también el menor de las tres

provincias, -45.85 db, presentando un valor mínimo de -56.75 db, máximo de -33.70 db y una desviación estándar de 2.61.

Al contrario que para las laderas, la provincia del pie se encuentra más desarrollada en el flanco noroccidental, alcanzando una anchura máxima de 11.41 km, frente a los 7.74 km de anchura máxima anchura en la parte suroriental. El flanco noroccidental donde se observan algunos conos volcánicos, escasos en comparación con la provincia de las laderas, y varias cabeceras de deslizamiento, se caracteriza por presentar un gran número de *gullies* que nacen en el límite ladera-pie. En el mapa de pendiente se distinguen diferentes desniveles en el flanco septentrional, el primero de los cuales coincide con el límite laderas-pie en torno a los 850 m, el segundo nivel se localiza sobre la isobata de 1080 m y el último desnivel estaría próximo a los 1333 m (Fig. 3.19). En la mitad suroriental del pie se desarrollan canales, crestas, surcos, *drifts*, deslizamientos y conos volcánicos, aunque estos últimos aparecen en menor proporción que en la provincia de las laderas (Fig. 3.18).

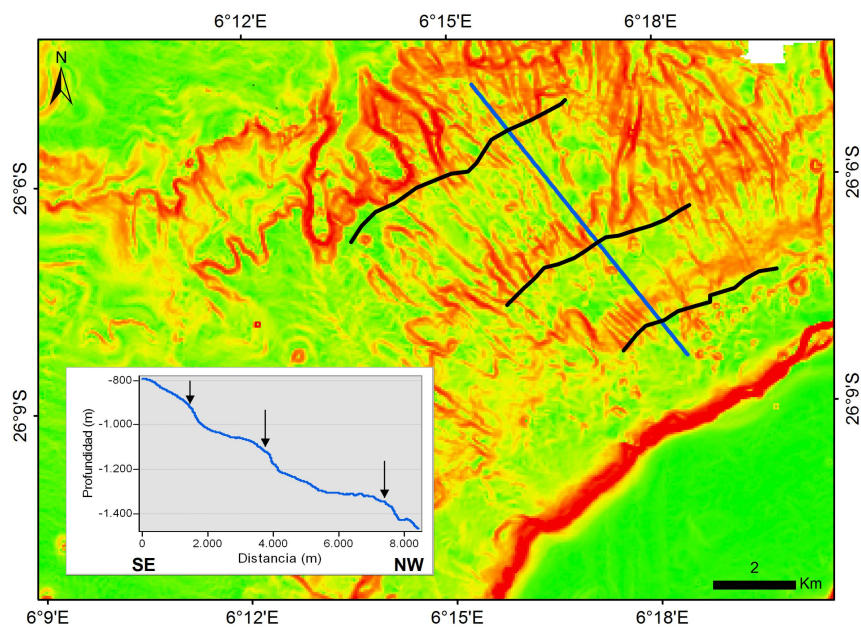


Figura 3.19. Ubicación de los diferentes desniveles que se identifican en la parte septentrional del Complejo del Monte Submarino de Valdivia Este.

3.2.1.1.4 Morfometría del Monte Submarino de Valdivia Oeste

El monte submarino de Valdivia Oeste se localiza en el sector central, más concretamente en el área central de la zona oeste (Fig. 3.6), entre las coordenadas de latitud 26°04.93'S - 006°11.17'S y longitud 5°34.05'E - 005°27.42'E.

Este monte presenta una morfología elongada e irregular, siendo su eje de máxima elongación NE-SW con una longitud máxima de 12528.47 m, y una anchura máxima sobre el eje NW-SE de 6815.49 m. El monte de Valdivia Oeste presenta una profundidad máxima de 1043.73 m en la línea de base y una profundidad mínima de 469.00 m en la cima, alcanzando una altura máxima de 574.15 m (Fig. 3.20). La base del monte (Fig. 3.21) presenta un perímetro de 40.70 km, un área de 69.22 km² y un volumen de 86.39 km³.

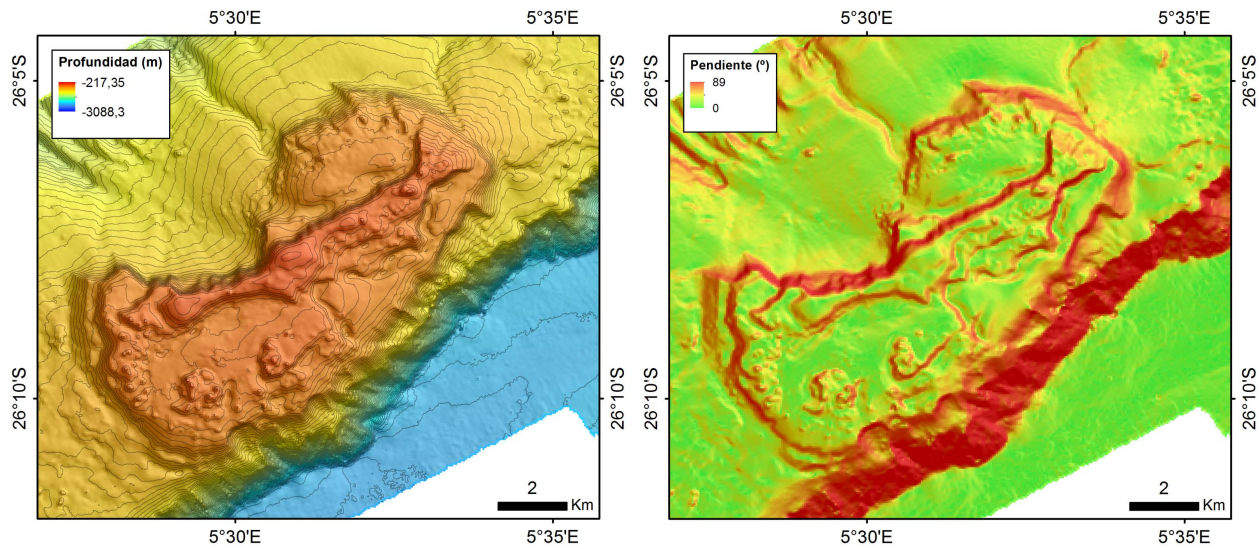


Figura 3.20. Modelo digital de la profundidad con isobatas cada 20 m y de la pendiente del Monte Submarino de Valdivia Oeste.

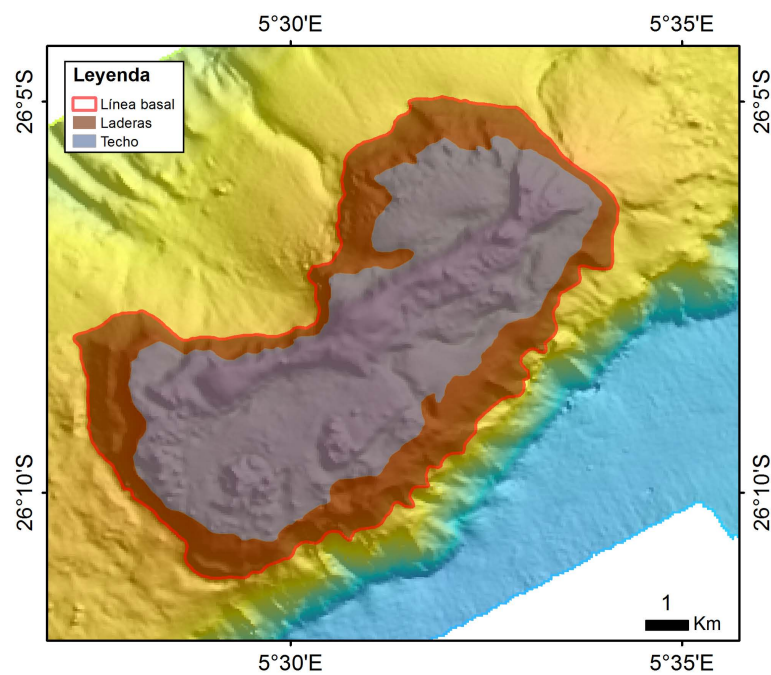


Figura 3.21. Identificación de la línea basal, las laderas y el techo del Monte Submarino de Valdivia Oeste.

El gradiente medio de la pendiente para el monte es de 39.27° , con un valor máxima de 83.03° y mínimo de 0.08° , siendo la desviación estándar 21.61 (Fig. 3.20). Los valores de curvatura van desde 5.64 de máxima a -6.65 de mínima, con una media de 0.014 y una desviación estándar de 0.49. Los valores de la rugosidad oscilan entre los 2.59 de máxima a 1 de mínima, con una media de 1.04 y una desviación estándar de 0.079 (Fig. 3.22). La reflectividad máxima alcanzada en el monte es de -33.95 db y la mínima es de -56.11 db, con una media de -43.73 db (Fig. 3.22) y una desviación estándar de 2.46. El monte de Valdivia Oeste presenta los siguientes índices morfométricos; Índice de Irregularidad de 1.58, Índice de Elipsicidad de 1.77, Índice de Truncación de 0.94, valor de SV de 1.57 y relación H/D de 0.061.

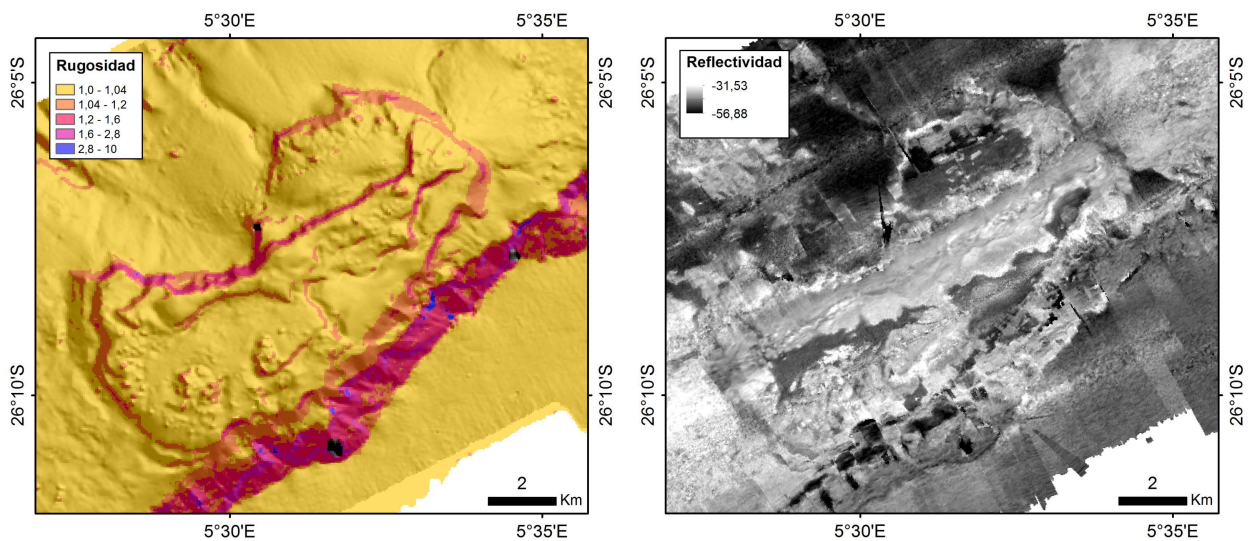


Figura 3.22. Modelos digitales de rugosidad y reflectividad del Monte Submarino de Valdivia Oeste.

El techo del monte (Fig. 3.21), al igual que la base, se dispone con una dirección de máxima elongación NE-SW. La topografía del techo es bastante irregular, con una longitud y anchura máximas de 11791.78 m y 5310.69 m respectivamente. En la línea de techo se alcanza una profundidad máxima de 724.29 m, y en la cima se registra una profundidad mínima de 469.55 m, lo que da un desnivel de 254.74 m. La profundidad media para el techo del monte es de 619.49 m. Para esta provincia del monte, se registra una pendiente media de 30.82° , una pendiente máxima de 82.63° y mínima de 0.08° , valor que coincide con la pendiente mínima del monte, siendo la desviación estándar de 19.52. El perímetro para el techo del monte es 36.14 km, delimitando un área de 43.76 km^2 .

En el techo del monte se pueden diferenciar hasta tres niveles de escarpes en función de su profundidad (Fig. 3.23): el escarpe **E1** discurre a lo largo de la isobata de 540 m, el escarpe **E2** que lo hace en el intervalo de las isobatas de 580 m -590 m, y el escarpe **E3** se localiza en la isobata de 640 m.

La topografía irregular en el techo, se debe a la existencia de estos niveles de escarpes junto con la presencia de una cresta de dirección NE-SW y a diversos montículos localizados, principalmente, en su mitad meridional (Fig. 3.24, perfiles topográficos P1y P2).

La cresta de dirección NE-SW, que discurre desde la parte meridional hasta la parte más septentrional del techo del monte, delimitada por el escarpe E1, tiene una longitud máxima de 8652.61 m y una anchura máxima de 1684.47 m (Fig. 3.23). La cima de la cresta coincide con la cima del monte, donde se alcanzan 469.00 m de profundidad. El límite occidental de la cresta se encuentra bien delimitado por dos tramos de escarpes, E1 y E2, donde se aprecian fuertes gradientes de pendiente, llegando a alcanzarse los 47.83° en las mismas. El límite oriental de la cresta es más difícil de establecer, dado que el gradiente de la pendiente es menor.

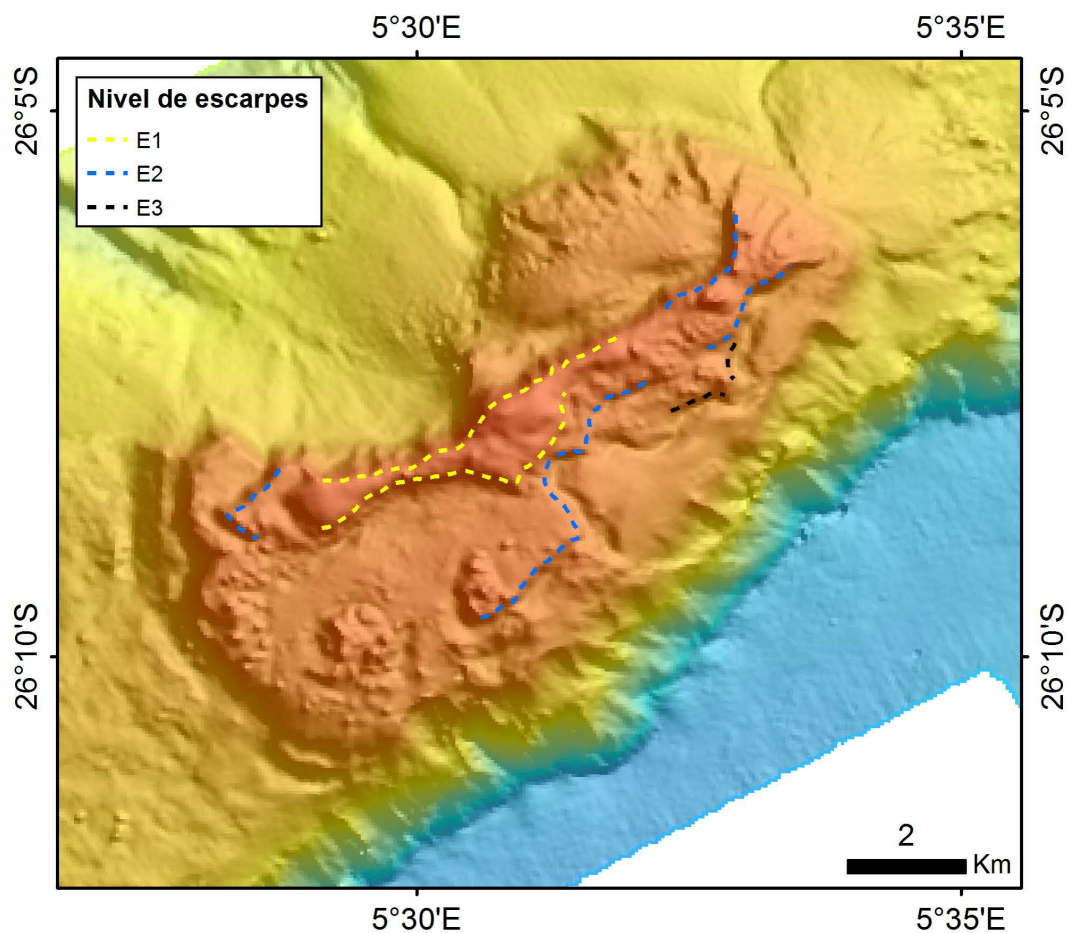


Figura 3.23. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color, mostrando los niveles de escarpes que se diferencian en el techo del monte submarino de Valdivia Oeste.

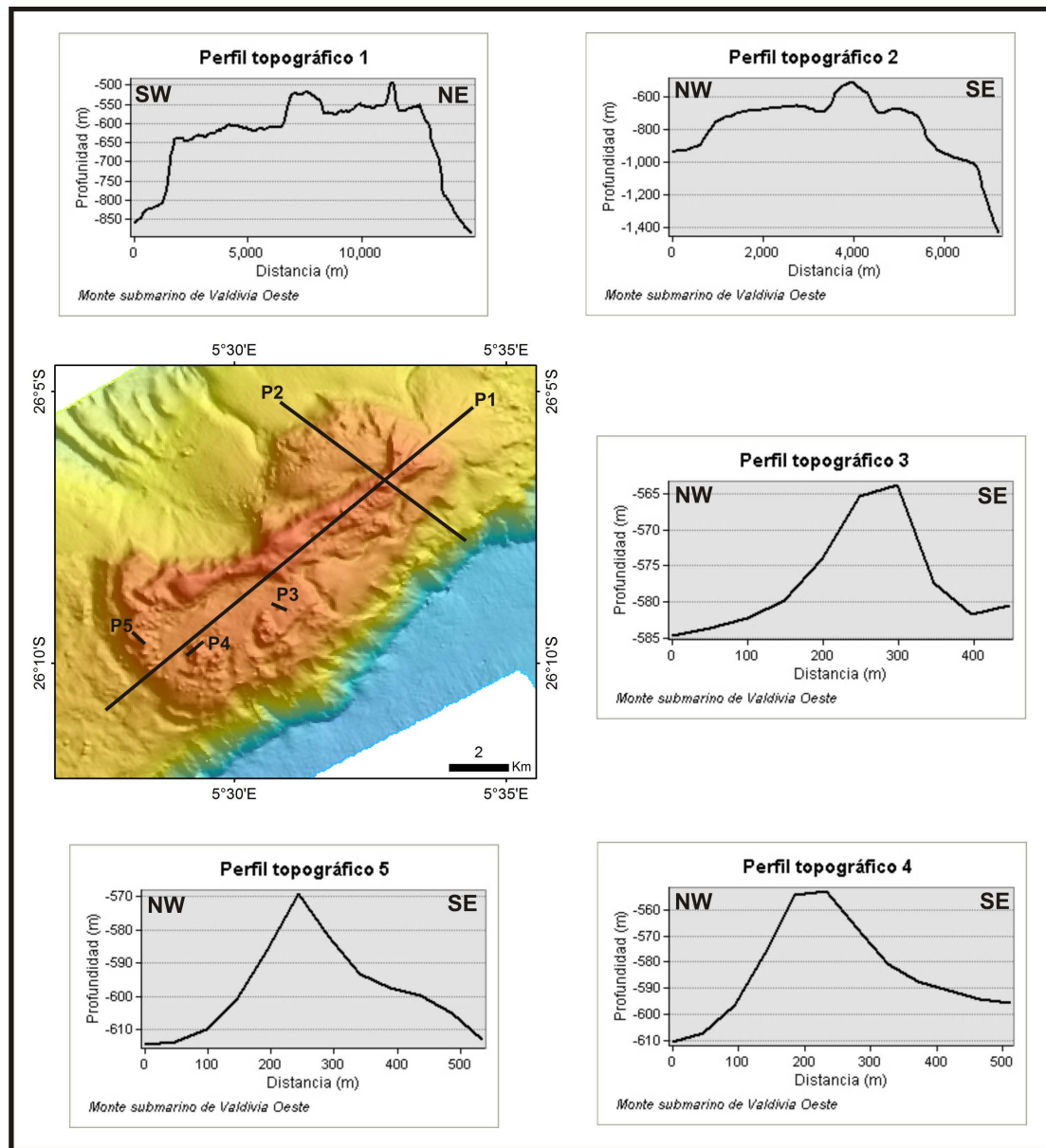


Figura 3.24. Modelo digital del terreno con la profundidad codificada en color, mostrando la localización y representación de los perfiles P1, P2, P3, P4 y P5.

Los montículos localizados sobre el techo tienen una morfología cónica con base semicircular o ligeramente elongadas, aunque sin ninguna dirección predominante de alargamiento (Fig. 3.24, perfiles topográficos P3, P4 y P5). Los diámetros oscilan entre 111 m y 307 m, alcanzando alturas de hasta 30 m. Las laderas de los montículos presentan valores de pendiente que oscilan entre los 10.58° y los 29.1°, mientras que la cima no supera los 3.40°.

Los flancos del monte se extienden desde 612.81 m hasta 981.54 m de profundidad, con un desnivel de 326.73 m. El rango de la pendiente es muy amplio, desde 0.27° que se localizan en las zonas más aplaceradas, hasta 84.35° que se localizan en el flanco occidental que discurre W-E. El gradiente medio de la pendiente es de 54.06° y el valor de la desviación estándar es de 15.52. La curvatura para esta zona del monte presenta un valor máximo de 5.87 y mínimo de -5.22, con una media de 0.012 y una desviación estándar de 0.54. El rango para los valores de rugosidad oscila entre 1.51 y 1, con una media de 1.053 y una desviación estándar de 0.053. La reflectividad en los flancos varía de -34.46 db de máxima a -52.16 db de mínima, con un valor medio de -43.31 db y con una desviación estándar de 2.29.

3.2.1.2 Conos Volcánicos

Dentro de las estructuras de origen volcánico, los conos son la morfología más abundante, localizándose en toda la zona de estudio, aunque en el Sector Meridional-Zona Este es el área donde se encuentran mejor representados (Fig. 3.25). Los conos volcánicos suponen un 0.64 % de las estructuras de origen volcánico identificadas.

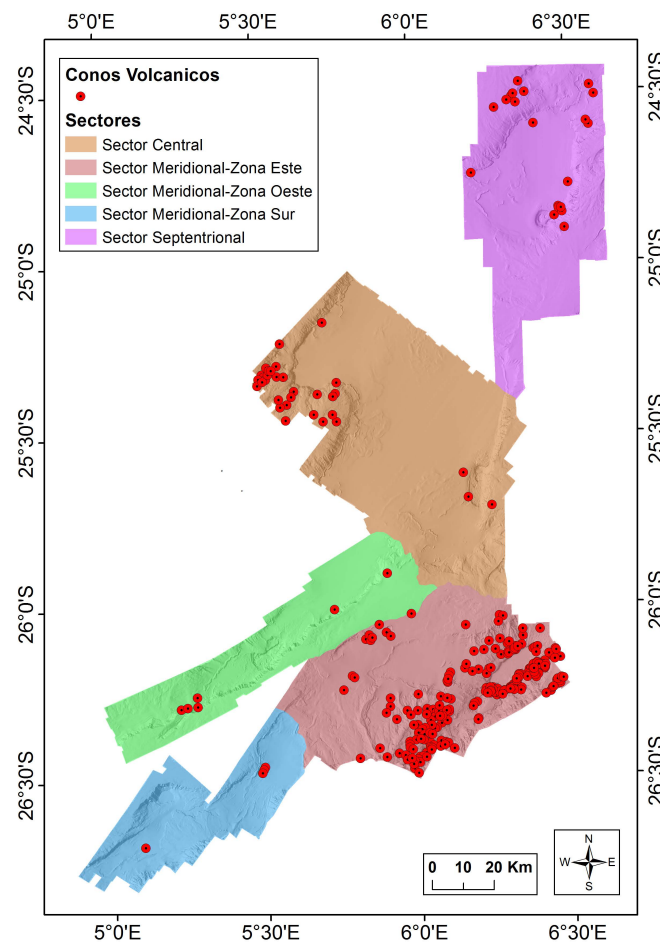


Figura 3.25. Localización de los conos volcánicos a lo largo de la zona de estudio.

Dentro de este apartado se realiza la caracterización de los 296 conos volcánicos identificados en la zona de trabajo de ésta tesis, mediante el estudio de los principales parámetros, y los ratios de estos (Ver anexo III). Para su clasificación se han empleado como criterios; 1) la estructura, distinguiéndose entre simples o complejos; 2) la morfología de la base, pudiéndose diferenciar entre bases circulares, elípticas e irregulares; 3) estado de la estructura, si se conserva entera o se encuentra parcialmente colapsada; 4) la disposición del cono, si se encuentra aislado, formando una alineación o cadena, formando un campo de conos o están integrados en estructuras mayores o complejos volcánicos; 5) la morfometría, donde se incluirán datos referentes al área de la base, profundidad máxima, profundidad media, altura del cono, diámetro y medida de otros parámetros como pueden ser la pendiente, curvatura, reflectividad y rugosidad.

Los conos volcánicos abarcan un área de 75.76 km^2 y un volumen de 58.67 km^3 (58674.62 hm^3), que se distribuyen a lo largo del área de estudio. En el sector septentrional se encuentran representados 1.77 Km^3 , en el sector central 4.58 Km^3 y en el sector meridional 52.31 Km^3 . Dentro del sector meridional, la zona E es la que concentra un mayor volumen de conos, 50.77 Km^3 , mientras que entre la zona W y S no se llega a 1.6 Km^3 . El 62.5 % de los conos posee un volumen comprendido en el intervalo $>0-0.1 \text{ Km}^3$, mientras que el 37.5 % restante se dispersa a lo largo del intervalo $>0.1-8.7 \text{ Km}^3$ (Fig. 3.26A).

En cuanto a la profundidad mínima de la base de los conos, estos se desarrollan entre 438.48 m y 2288.33 m. En el gráfico de frecuencias destacan 4 intervalos, siendo el mejor representado el intervalo de 530 m a 630 m, donde quedan incluidos 64 conos volcánicos pertenecientes todos ellos al Sector Meridional Zona Este (SMZE). En el intervalo entre 980 m a 1080 m, se localizan 62 conos repartidos en todos los sectores, aunque sigue siendo el SMZE el área con mayor presencia de los mismos. Un total de 47 conos se sitúan a mayor profundidad en el intervalo entre 1280 m y 1480 m, siendo el sector SMZE el de mayor frecuencia de aparición. Finalmente, el intervalo más profundo se ubica entre los 1680 m y 1830 m, donde se incluyen 34 conos, siendo el sector mejor representado el SMZE, seguido en menor medida de los del Sector Central (SC) y finalmente, los del Sector Septentrional (SS). El resto de conos se encuentran dispersos y con poca representación entre 438.48 m y 2288.33 m (Fig. 3.26B).

La altura máxima de los conos (H_{co}) varía entre 14.60 m y 422.46 m, donde el intervalo de mayor frecuencia es de 24-49 m ($f>15$), quedando representados el 40.54 % de los conos. En este rango, se identifican conos de todos los sectores, aunque son los conos del SMZE los mejor representados. Fuera de este intervalo, la frecuencia disminuye de forma drástica al incrementarse el valor de la altura, sobre todo a partir de los 84 m (Fig. 3.26C).

Los conos volcánicos muestran un diámetro basal medio (D_{co}) que oscila entre 114.77 m y 2888.66 m, siendo el tramo con mayor frecuencia de 164 m a 364 m donde se encuentran principalmente representados conos del SMZE, seguidos muy de lejos por los del SS y SC. Desde los 364 m hasta 2888.66 m, la frecuencia disminuye aunque no de forma lineal (Fig. 3.26D).

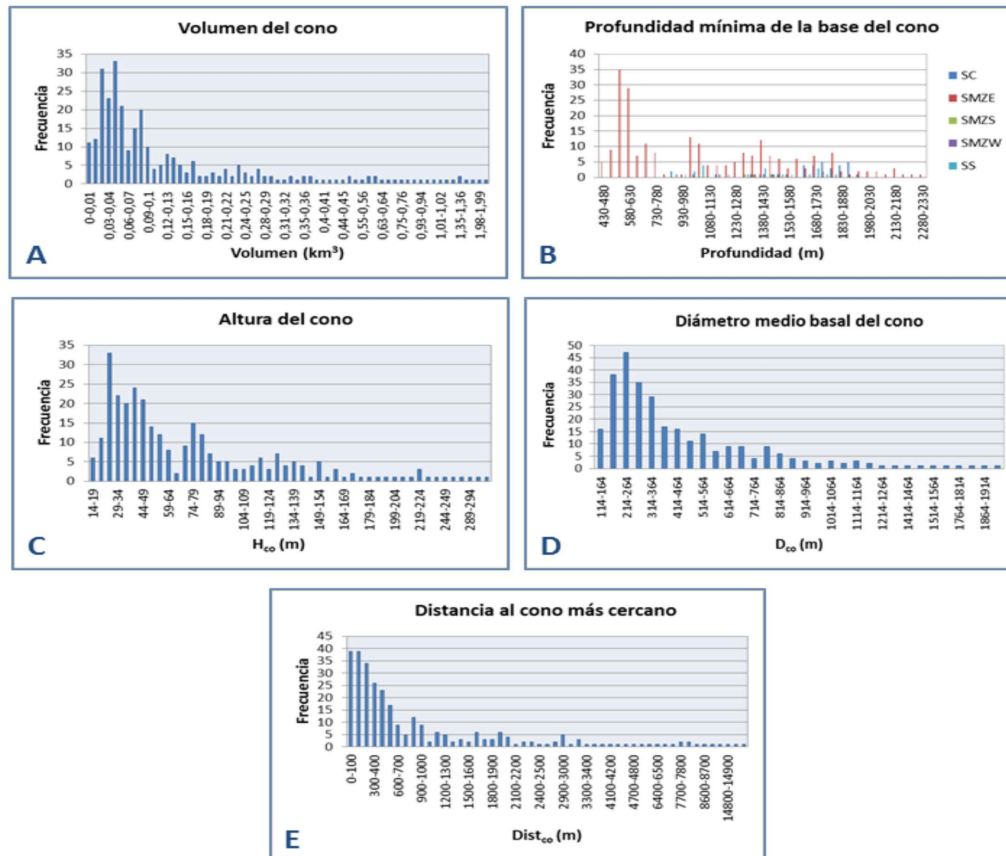


Figura 3.26. Histograma de frecuencia de los parámetros morfológicos de: A, volumen; B, profundidad mínima de la base; C, altura del cono; D, diámetro medio de la base de los conos volcánicos y E, distancia al cono más cercano.

La distancia que existe al cono más cercano, sin contar con aquellos conos que pertenecen a la misma estructura, está entre 13.67 m y 44507 m. Las distancias más frecuentes están comprendidas en un intervalo de 0-300 m, donde se agrupan 112 de los 296 conos. Desde los 300 m hasta los 600 m, las frecuencias se reducen de 26 a 17, punto a partir del cual se observa un descenso aún más significativo de la frecuencia. Desde 1000 m hasta los 44507 m, la frecuencia decrece heterogéneamente sin presentar una tendencia clara o definida (Fig. 3.26E).

La pendiente media en estas estructuras es de 57.73° , siendo la pendiente mínima registrada de 0.97° y la máxima de 83.01° , con una desviación estándar de 16.76. Como muestra el diagrama de frecuencia de la pendiente media, el 71.28% de los conos con una frecuencia (f) superior a 18 presentan gradientes de

pendiente entre 51° y 69° . El 21.28 % de los conos presentaría frecuencias medias ($5 < f < 18$) con pendientes en intervalos de 43° - 50° y 69° - 71° . El resto de conos se identifican con bajas frecuencia ($f < 5$) y con valores muy bajos o muy altos de la pendiente (Fig. 3.27A).

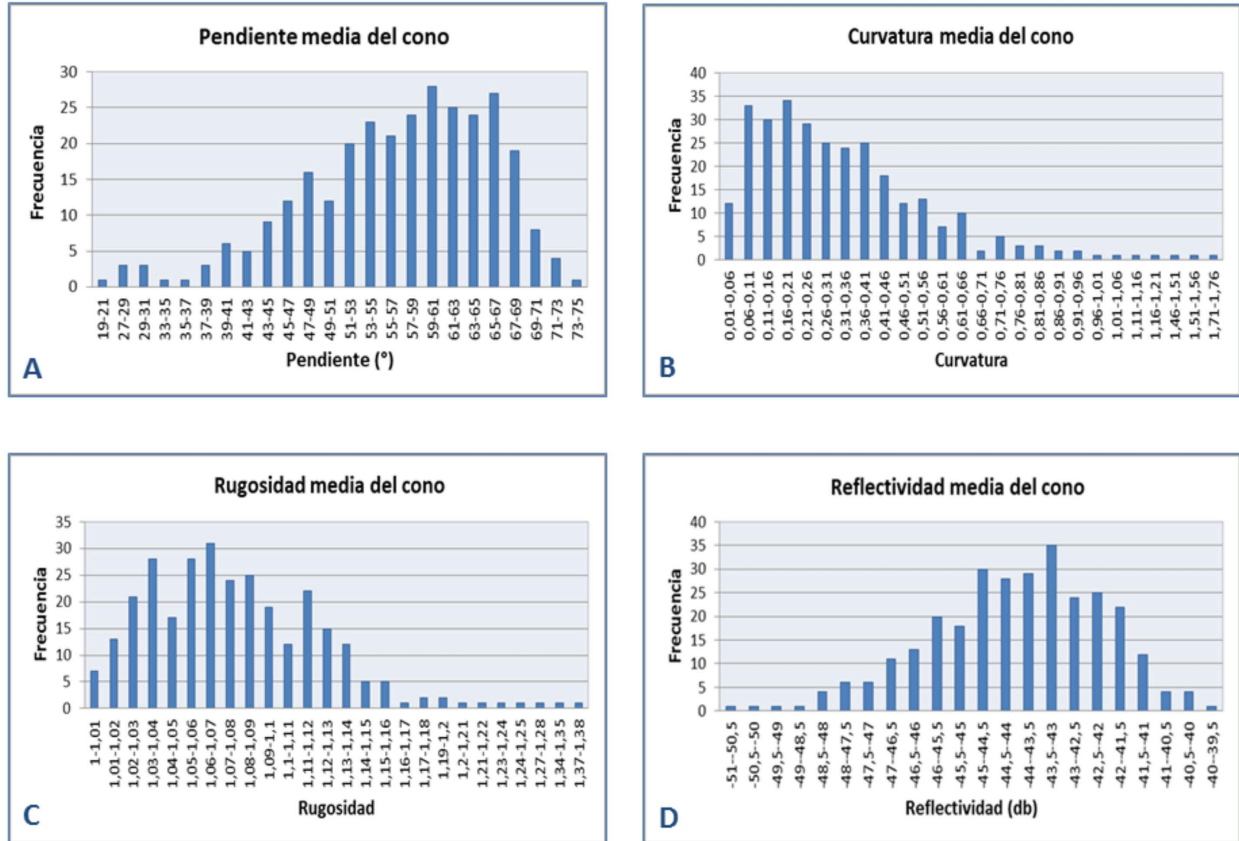


Figura 3.27. Histograma de frecuencia de los parámetros morfológicos de: A, pendiente media; B, curvatura media; C, rugosidad media y D, reflectividad media.

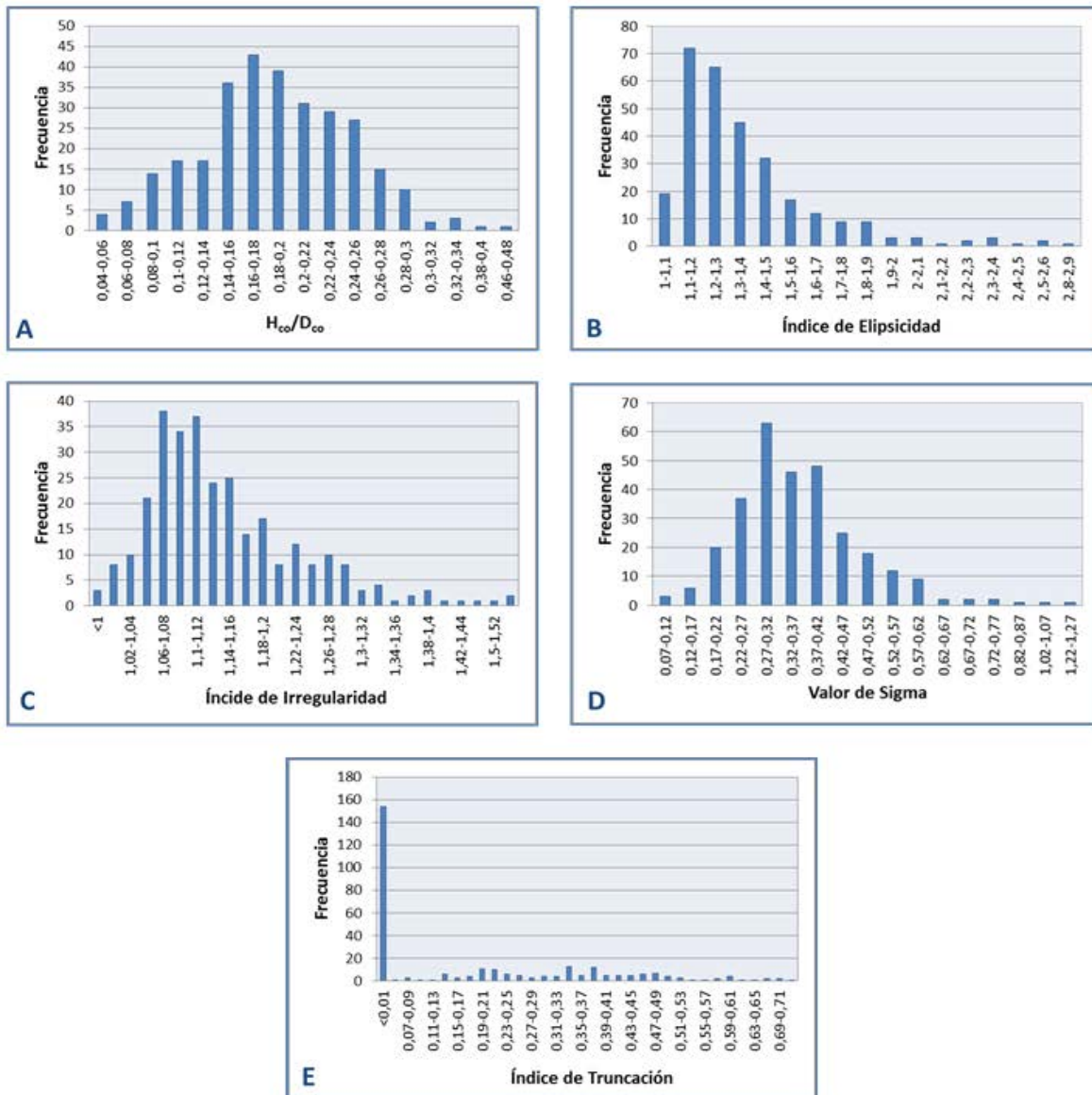
La curvatura de los conos está entre -16.01 de mínima y 16.01 de máxima, con una media de 0.14 y una desviación estándar es de 0.86. El rango más frecuente ($f > 18$) para la curvatura media se localiza entre 0.06 y 0.46, donde quedan representados el 73.64 % de los conos. El 26.36 % restante se incluyen en los intervalos 0.01-0.06 y 0.46-1.76, donde la frecuencia se encuentra por debajo de 18 y llegando a valor de 1 (Fig. 3.27B).

La rugosidad del terreno en los conos presenta un valor máximo de 3.98 mientras que su valor mínimo se sitúa en 1, con una media de 1.08. Los valores de la rugosidad media pueden dividirse, de mayor a menor, en tres grupos de frecuencias. En el primer grupo se encuentran representados el 53% de los conos y se caracteriza por frecuencias elevadas ($f > 20$), donde los valores de rugosidad media están entre 1.02 y 1.12. En el segundo grupo donde están incluidos el 27.36 % de los conos, quedarían representados

los valores de frecuencia media ($10 < f < 20$) donde se incluyen los intervalos de 1.01-1.02, 1.04-1.05 y 1.12-1.15. En el último grupo ($0.9 < f < 10$) quedan representados el 19.64% de los conos (19.64 %), donde la rugosidad media está entre 0.56 y 1.76 (Fig. 3.27C).

Los conos tienen una reflectividad comprendida entre -56.49 de mínima y -33.83 de máxima, con un valor medio de -44.42 y una desviación estándar (σ) de 2.48. Los intervalos de reflectividad media más frecuentes ($f > 20$) se incluyen entre -45 y -41.5, donde quedan representados el 65.20% de los conos volcánicos. A partir de este intervalo, la frecuencia disminuye ($10 < f < 20$) de manera moderada en los intervalos de reflectividad que oscilan entre -47- -44.8 y -41.5- -41, que representan el 25% de los conos. Finalmente, la frecuencia disminuye drásticamente hacia los intervalos de los extremos donde quedan representados los valores más altos y más bajos de reflectividad media (Fig. 3.27D).

En cuanto al ratio morfométrico H_{co}/D_{co} (altura máxima del cono, H_{co} y el diámetro medio de la base del cono, D_{co}) se ha obtenido una media de 0.18 para el total de los conos volcánicos, donde el valor mínimo alcanza 0.04 y su máximo es 0.46. El 69.25 % de los conos presentan un ratio H_{co}/D_{co} entre un intervalo de 0.14 y 0.26, con una frecuencia superior a 25 (Fig. 3.28A). A ambos lados de este intervalo de altas frecuencias, se observa como las frecuencias disminuyen entre 10 y 25, englobando el 24.66 % de los conos con ratios de H_{co}/D_{co} entre los rangos de 0.08 y 0.14, y 0.26 y 0.3. El resto de conos se distribuyen entre ratios de 0.04-0.08 y 0.3-0.46. La línea de tendencia en el gráfico B de la Figura 3.29 muestra la correlación existente entre H_{co} y D_{co} , ($R^2=0.67$). La relación volumétrica de los conos volcánicos respecto a los parámetros H_{co} y D_{co} , es diferente para cada uno de ellos. La relación altura máxima del cono *versus* volumen (Fig. 3.29C) es poco significativa ($R^2=0.51$), al igual que la relación diámetro medio de la base del cono *versus* volumen (Fig. 3.29D) que presenta un índice de correlación de ($R^2=0.50$).



En Figura 3.28. Histograma de frecuencia de ratios e índices morfológicos: **A**, Ratio de H_{co}/D_{co} ; **B**, Índice de Elipsicidad; **C**, Índice de Irregularidad; **D**, Valor de Sigma y **E**, Índice de Truncación.

La morfología de la base queda definida por el Índice de Elipsicidad (**le**), donde un valor de 1 representa una base circular y a medida que aumenta este índice la base tiende hacia una forma elíptica. Para los conos estudiados, este índice presenta un valor mínimo de 1 y máximo de 2.89, siendo el valor medio de 1.37. De la observación del histograma de frecuencia del Índice de Elipsicidad, se deriva que el 61.48 % de los conos se concentran en un rango de elipsicidad que oscila entre 1.1-1.4, donde la frecuencia es

mayor de 40 (Fig. 3.28B). El 16.55 % de los conos volcánicos está comprendido entre valores de elipsicidad de 1.4-1.6, donde la frecuencia disminuye hasta 15. El resto de conos, el 21.97 %, tiene un **le** que oscila entre 1-1.1 y 1.6-2.9.

El Índice de Irregularidad (**li**) mide la complejidad del contorno de elevación que define la base del cono. Cuando este índice presenta un valor de 1, la complejidad del contorno es nula y a medida que este índice crece la complejidad del contorno aumenta. Los conos identificados en la zona de estudio presentan un valor mínimo de **li** de 1 y máximo de 1.53, con un valor medio de 1.14. Según el histograma de frecuencia del **li**, el 60.47 % de los conos tienen un valor de **li** comprendido entre 1.04-1.16, mostrando frecuencias superiores a 20. Un 26.68 % se incluyen en rangos de **li** de 1.02-1.04 y 1.16-1.28, con frecuencias menores de 20 y mayores de 10. Finalmente, el 12.85 % restante de los conos oscilan entre 1-1.2 y 1.28-1.53 de **li**, donde la frecuencia es inferior a 10 (Fig. 3.28C).

El Valor de Sigma (**VS**) (Das et al., 2007) mide la relación existente entre la altura del cono volcánico y la diferencia entre la longitud máxima de la base del cono y la longitud máxima del techo. Los conos volcánicos de la zona de estudio muestran Valores de Sigma (**VS**) mínimos de 0.1 y máximos de 1.39, donde la media está en 0.40. Del histograma de frecuencia del **VS** se deduce que el 67.23 de los conos volcánicos se concentra en torno a valores de 0.25-0.50, donde la frecuencia es mayor de 25. Para frecuencias comprendidas entre 10-25, el **VS** oscila entre los intervalos de 0.20-0.25 y 0.50-0.60 donde quedarían representados el 18.24 % de los conos. El resto de conos se distribuyen en frecuencias inferiores a 10, incluyendo intervalos de **VS** de 0.1-0.2 y 0.6-1.39 (Fig. 3.28D).

El Índice de Truncación (**lt**), nos indica la relación entre el diámetro de la base y el techo del cono, de tal manera que un **lt** de 0 indica que el cono es de morfología cónica. Un incremento de este índice representaría una evolución de formas cónicas a troncocónicas. El 51% de los conos volcánicos de la zona de estudio tienen un **lt** de 0, alcanzando una frecuencia de 150. El resto de conos se concentra en el intervalo de **lt** de 0.19 a 0.49, con frecuencias inferiores a 20.

Se ha determinado la dirección elongación máxima de la base de los conos obteniéndose como orientaciones más frecuentes aquellas incluidas entre los 170°-180°, seguido por 120°-130° finalmente 50°-60° (Fig. 3.29A). En la Figura 3.29B, se muestra la línea de tendencia y la correlación existente entre **H_{co}** y **D_{co}**, ($R^2=0.67$). La relación volumétrica de los conos volcánicos respecto a los parámetros **H_{co}** y **D_{co}**, es diferente para cada uno de ellos. La relación altura máxima del cono *versus* volumen (Fig. 3.29C) es poco significativa ($R^2=0.51$), al igual que la relación diámetro medio de la base del cono *versus* volumen (Fig. 3.29D) que presenta un índice de correlación de ($R^2=0.50$).

Como muestra la relación entre el Índice de Irregularidad y de Elipsicidad (Fig. 3.30A), la mayor parte de los conos quedan representados en el cuadrante inferior izquierdo, con índices de irregularidad inferiores a 1.2 e índices de elipsicidad inferior a 1.5, lo que les confiere una morfología de la base semicircular y bastante regular. A partir de aquí el porcentaje de conos disminuye fuertemente hasta llegar a morfologías de la base más elípticas e irregulares.

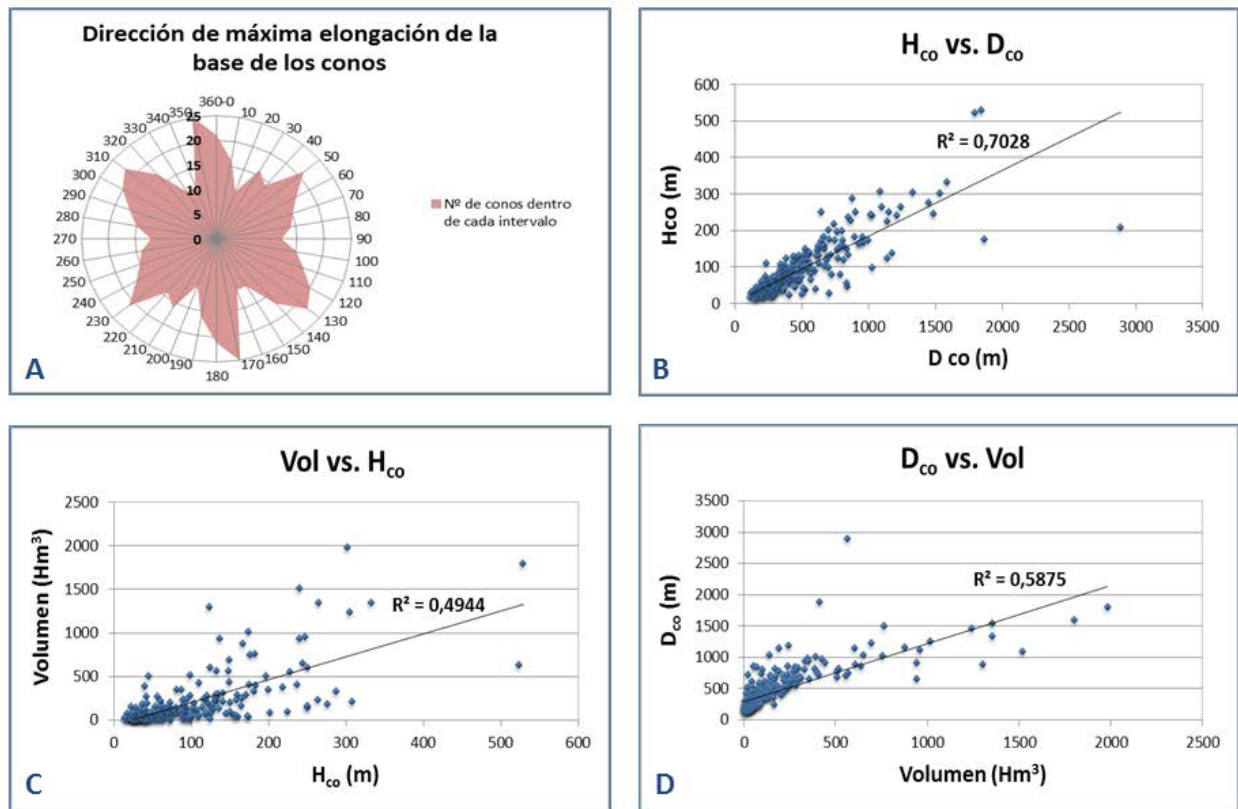


Figura 3.29. A, Direcciones de máxima elongación de la base de los conos volcánicos y relaciones paramétricas de B, H_{co}-D_{co}; C, H_{co}-Volumen; y D, D_{co}-Volumen.

La relación entre H_{co}/D_{co} y el Índice de Truncación (It) muestra como los conos se concentran en el intervalo 0.04-0.32 de H_{co}/D_{co} , y en función del Índice It se observan dos tendencias. La primera, donde el 52% de los conos muestran valores del It igual a cero, lo que supone que los conos presentan una morfología cónica. La segunda tendencia, donde los conos muestran un índice de truncación superior a cero llegando a alcanzar un valor máximo de 0.71, lo que significa que la morfología cónica evoluciona hacia perfiles más tabulares (Fig. 3.30B).

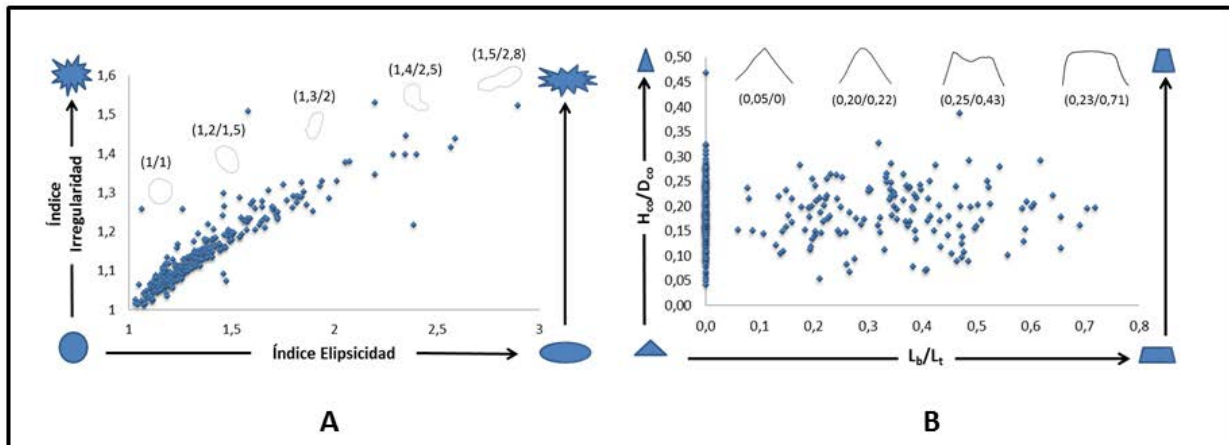


Figura 3.30. **A**, Se muestra la relación existente entre el Índice de Irregularidad respecto al Índice de Elipsicidad. **B**, Se representa la relación entre la ratio de la altura máxima del cono (H_{co}) y el diámetro medio de la base del cono (D_{co}) respecto a la longitud máxima de la base del cono (L_b) frente a la longitud máxima del techo (L_t).

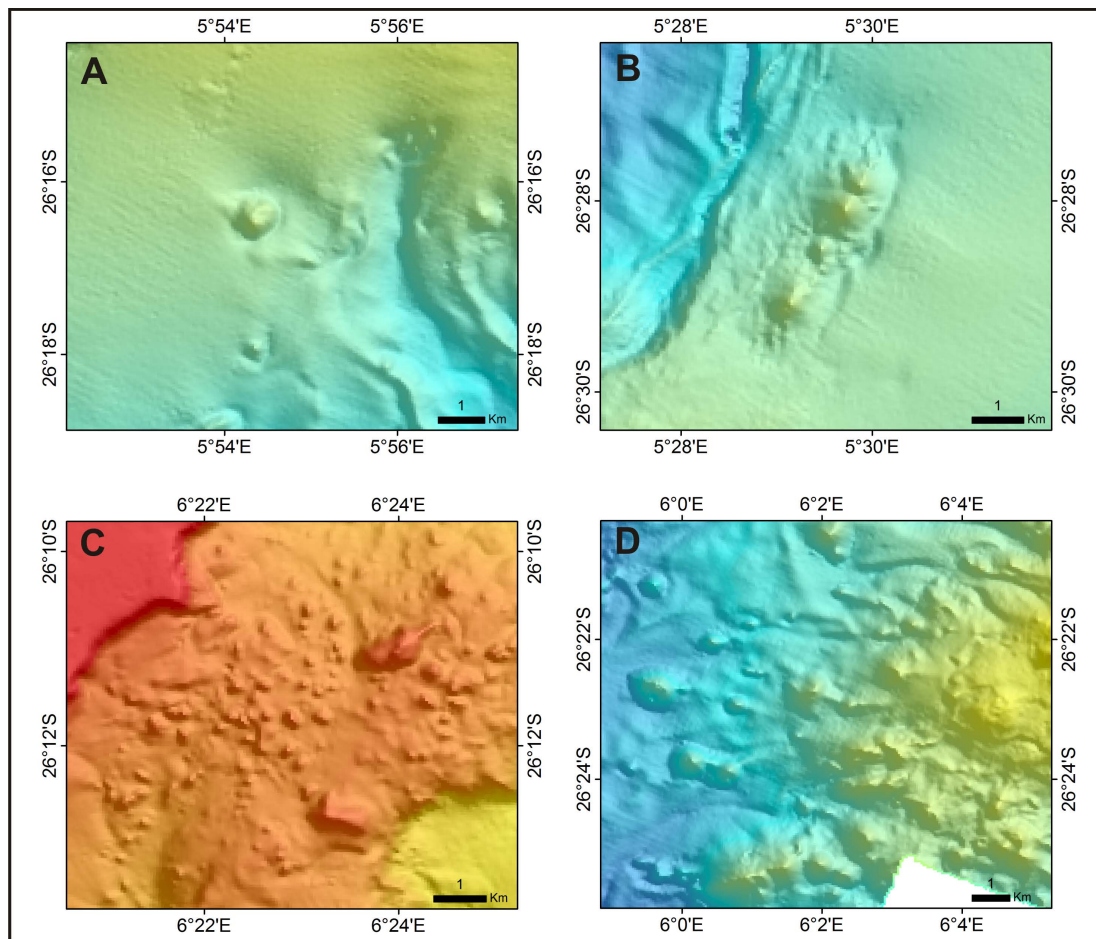


Figura 3.31. Disposición de edificios simples y complejos. **A**, edificio simple aislado; **B**, disposición en cadena; **C**, campo de conos y **D**, conos complejos.

Los conos pueden aparecer de diversas maneras; a) constituyendo un edificio simple, la mayoría de los conos de la zona de estudio son de este tipo, pudiendo aparecer aislados (Fig. 3.31A), formando una cadena (Fig. 3.31B) o un campo de conos volcánicos (Fig. 3.31C), o b) configurando estructuras mayores y complejas (Fig. 3.31D), siendo este último caso los menos representados en la zona.

Una vez obtenidos los índices morfométricos y morfológicos anteriormente descritos, se realizó un análisis de grupo mediante la herramienta “*Grouping Analysis*”. Para realizar el análisis de grupo no se hizo referencia a ninguna restricción espacial. Del análisis de grupo se obtuvieron 6 clases diferentes de conos (Figs. 3.32 y 3.33). En la tabla 3.1 se muestran los valores medios generales (*vmg*), desviación estándar, máximo y mínimo de los parámetros de ratios e índices morfológicos para la totalidad de los conos.

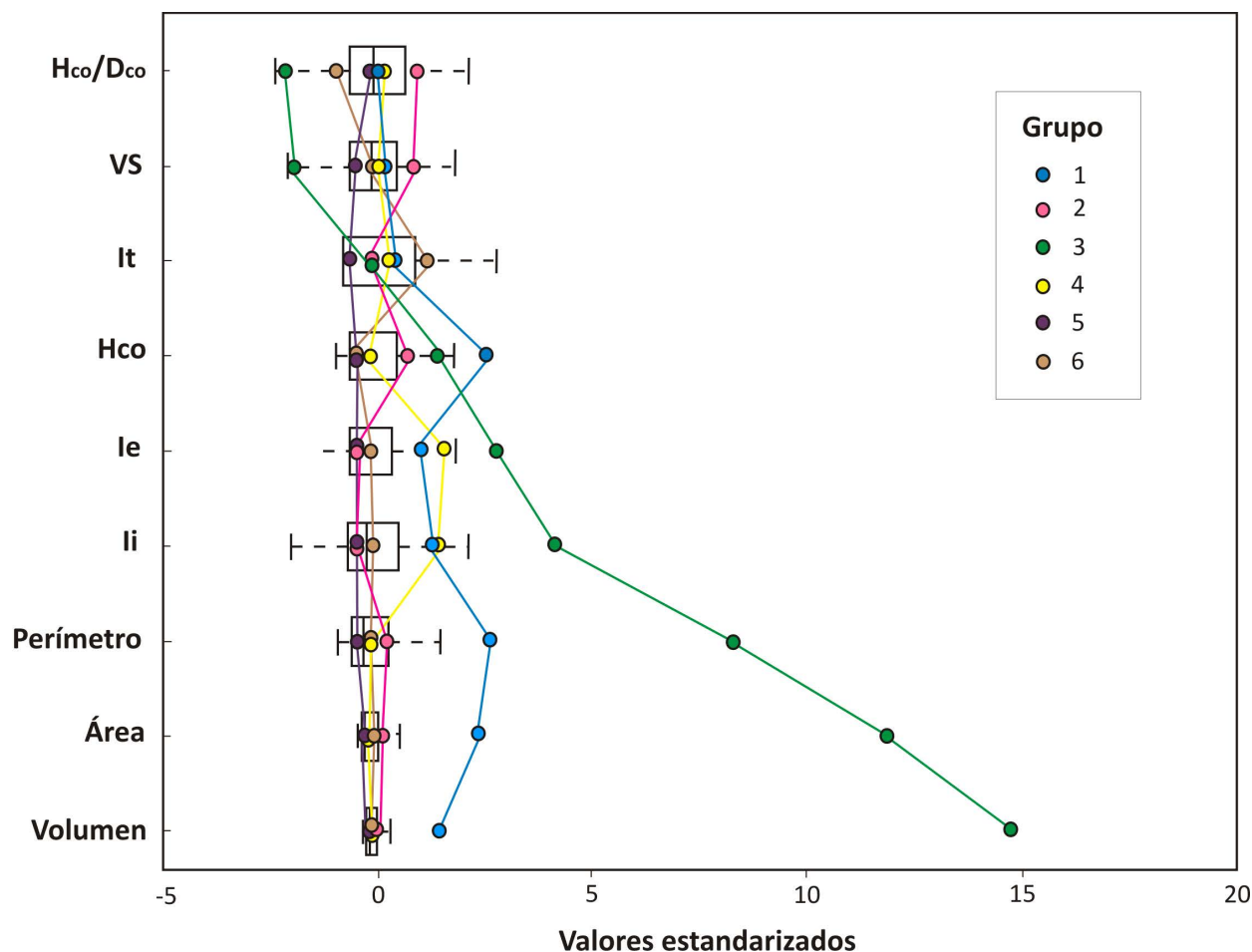


Figura 3.32. Resultado del Análisis de Grupo realizado para los 296 conos volcánicos donde se han incluido los parámetros morfométricos y morfológicos siguientes: Ratio Hco/Dco, VS (Valor de Sigma), It (Índice de Truncación), Hco (altura máxima del cono en m), le (Índice de Elipsicidad), li (Índice de Irregularidad), Perímetro (Km), Área (km²), Volumen (Hm³).

El **Grupo 1 (G1)** consta de 15 conos volcánicos, el segundo grupo menos frecuente, y representa el 5.06 % del total. Los conos integrados en este grupo tienen unas grandes dimensiones, con el promedio de la

altura (H_{co}) más elevado de todos los grupos. Los conos se localizan en profundidades que van desde 474.42 m hasta 2684.83 m, con una media de 1584.58 m (Ver anexo IV). El valor medio de la pendiente para este grupo es de 62° . La curvatura y el perfil de curvatura promedio son 0.078 y 0.011 respectivamente. La rugosidad de los conos presenta una media de 1.115 y su reflectividad media es -44.23 db. La orientación media de la base de los conos de este grupo es de 71° . El volumen (V) de los conos de este grupo se distribuye entre 188.67-1980.14 Hm^3 , con una media de 1032.47 Hm^3 , valor muy superior al valor medio general (a partir de ahora denominado *vmg*) situado en 198.22 Hm^3 (ver tabla. 3.1).

Variables	Valor medio	Desviación Estándar	Mínimo	Máximo
Volumen (Hm^3)	198.22	565.60	0.38	8690.26
Área (km^2)	0.25	0.53	0.01	6.55
Perímetro (m)	1.52	1.25	0.36	11.90
H_{co} (m)	74.92	59.83	14.60	422.46
le	1.371	0.292	1	2.895
li	1.143	0.096	0.948	1.531
It	0.166	0.200	0	0.719
VS	0.359	0.052	0.027	0.355
H_{co}/D_{co}	0.166	0.137	0.072	1.269

Tabla 3.1. Resumen de los valores medios generales (*vmg*), desviación estándar, mínimos y máximos para los parámetros de: Volumen (Hm^3), Área (km^2), Perímetro (Km), H_{co} (altura máxima del cono en m), le (Índice de Elipsicidad), li (Índice de Irregularidad), It (Índice de Truncación), VS (Valor de Sigma) y la ratio H_{co}/D_{co} , de todos los conos.

Así mismo, el área (A) mínima para este grupo es de $0.68 km^2$ y máxima de $2.74 km^2$, con una media de $1.55 km^2$ que es muy superior al *vmg*. El rango para el perímetro (P) es de 3.23-7.77 km con una media de 4.86 km, valor muy superior al *vmg*. La altura máxima de los conos (H_{co}) se sitúa entre 132.80 m y 422.46 m, con una media de 230 m, la más alta de todos los grupos. En cuanto al Índice de Elipsicidad (le), este grupo presenta un valor medio de 1.672, superior al 1.371 de la media general, con un valor mínimo de 1.130 y máximo de 2.895 (ver anexo IV). El índice de Irregularidad (li) oscila entre 1.060 y 1.523, con un valor medio de 1.269 muy próximo al de G4. La relación H_{co}/D_{co} se muestra entre valores

máximos de 0.071 y mínimos de 0.235, con una media de 0.166 muy similar al *vmg* y muy próxima a los valores de G4 y G5. El Índice de Truncación (*It*) se establece entre 0 y 0.719, alcanzando un valor medio de 0.257, muy por encima del *vmg* que está en 0.166. El *VS* se extiende desde 0.261 de mínima a 0.684 de máxima, situándose su valor medio en 0.377 ligeramente por encima del *vmg* y próximo a los valores de G4 y G6. Los conos del G1 se distribuyen de la siguiente manera a lo largo de los diferentes sectores; 13.33 % en el Sector Central (SC) y 86.98 % en el Sector Meridional de los cuales el 73.33% se localiza en el SMZE, el 6.66% en el SMZS, y el 6.66% restante en el SMZW (Fig. 3.34).

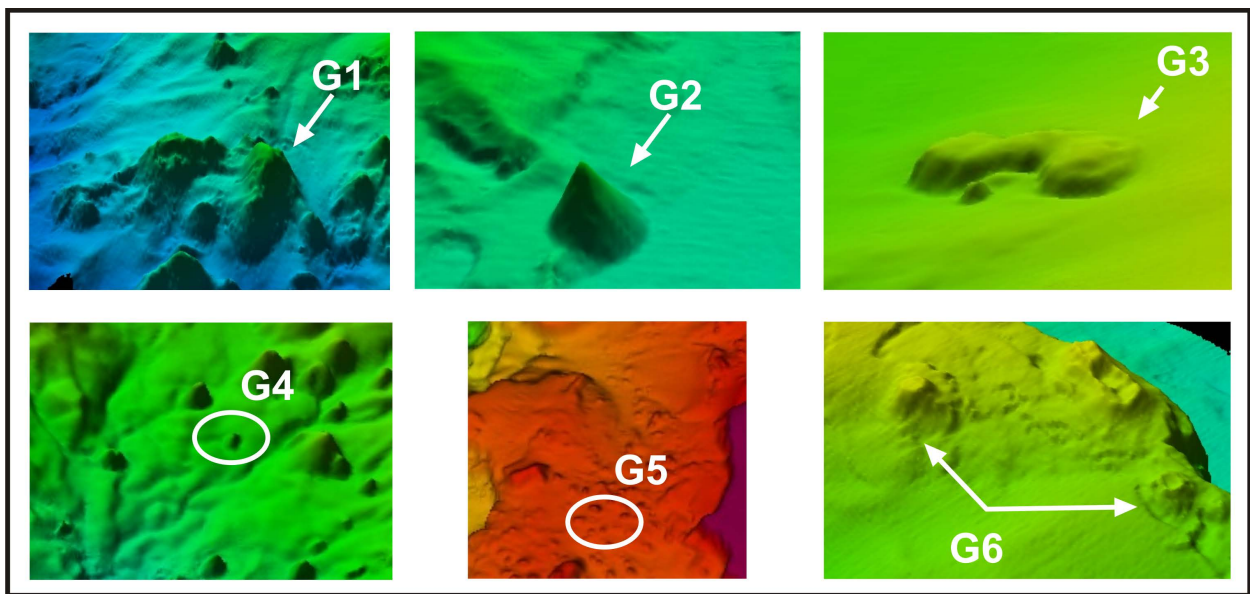


Figura 3.33. Ejemplo de las morfologías que representan los distintos grupos.

En el **Grupo 2 (G2)** se incluyen 72 conos volcánicos, el 24.32 % del total, caracterizados por presentar los valores más altos de H_{co}/D_{co} y *VS*. La profundidad mínima de la base de los conos del G2 oscila entre 490.38 m y 2422.08 m, con una media de 1539.92 m. El valor medio de la pendiente es de 65°, el mayor de todos los grupos, mientras que la curvatura y el perfil de curvatura tienen valores medios de 0.288 y 0.024 respectivamente. La rugosidad para estos conos tiene un promedio de 1.125 y una reflectividad media de -44.48 db. La máxima elongación de la base de los conos tiene una orientación media de 93°. En este grupo, los conos tienen un volumen mínimo de 3.67 Hm^3 y máximo de 939.23 Hm^3 , con una media de 194.30 Hm^3 . El área de los conos está entre 0.028 y 1.04 Km^2 , con una media de 0.28 Km^2 . El rango del perímetro está entre 0.60 km de mínimo y 3.71 km de máximo, con un valor medio de 1.79 km. Tanto el valor medio del volumen, como del área y el perímetro se encuentran próximos al *vmg*. La altura máxima de los conos queda representada por un valor medio de 117.37 m, más del doble de la altura media general, donde el valor mínimo es 43.56 m y el máximo 237.37 m (Ver anexo IV). El Índice

de Elipsicidad (**le**) está entre 1 y 1.727, alcanzando una media de 1.246 que se encuentra muy próxima al G5 y ligeramente inferior al *vmg*. En cuanto al Índice de Irregularidad (**li**) el valor medio se sitúa en 1.103, que está ligeramente por debajo del *vmg*, con un valor mínimo de 1 y máximo de 1.263. El Índice de Truncación (**lt**) tiene un valor mínimo de 0 y máximo de 0.655, con una media de 0.143 que se sitúa por debajo del *vmg* y que es muy próximo al valor del G3. El Valor de Sigma (**VS**) se extiende de 0.269 a 1.269, con una media de 0.482 que es el valor más alto de todos los grupos. El valor medio de la ratio H_{co}/D_{co} es 0.218, el valor más alto de los 6 grupos, donde su mínimo está en 0.145 y su máximo en 0.355. La disposición espacial de los conos del G2 en los diferentes sectores es la siguiente: un 15.27 % en el SC, un 79.15 % en el SM (de los cuales el 77.77% se localiza en la SMZE y el 1.38% en la SMZS) y un 5.55 % en el SS (Fig. 3.34).

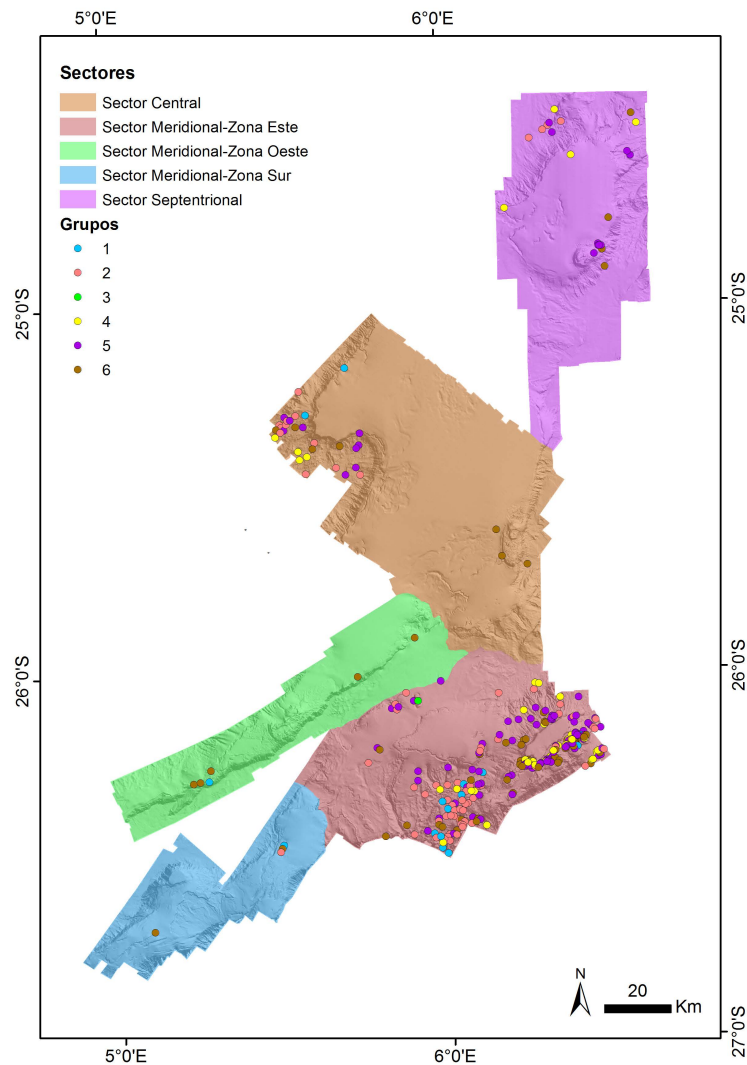


Figura 3.34. Localización de los diferentes grupos de conos volcánicos a lo largo de los diferentes sectores del Banco de Valdivia.

El **Grupo 3 (G3)** está constituido por un único cono volcánico que se encuentra localizado en el Sector Meridional Zona Este (SMZE) y representa tan solo el 0.33% de los conos totales (Fig. 3.34). Este cono no guarda ninguna semejanza con la tendencia de otros grupos, y destaca por presentar los mayores valores de volumen, área, perímetro, Índice de Elipsicidad e Índice de Irregularidad, y los más bajos del Índice de Truncación, VS y de la ratio H_{co}/D_{co} . La profundidad mínima del cono es de 1288.57 m y máxima de 1496.16 (Ver anexo IV), y presenta un gradiente medio de la pendiente de 35°. El eje de máxima elongación de la base del cono tiene una orientación de 168°. La curvatura y el perfil de curvatura tienen unos valores promedio de 0.025 y -0.014 respectivamente. La rugosidad media es de 1.021 mientras que la reflectividad media del edificio volcánico es de -43.53 db. Este cono tiene un perímetro de 11.90 km que delimita un área de 6.55 Km² y un volumen de 8690.26 Hm³. Mientras que los valores de los **le** e **li** son de 2.200 y 1.531 respectivamente. Tiene una altura del cono (H_{co}) de 53.47 m y cuenta con un **lt** de 0.143, próximo al del G1. Los valores para la ratio H_{co}/D_{co} y de **VS** son de 0.054 y 0.029 respectivamente.

Dentro del **Grupo 4 (G4)** se incluyen un total de 44 conos volcánicos, representando el 14.86 % del total. Esta categoría se caracteriza por presentar los valores medios más altos de los índices de elipsicidad e irregularidad, solo superados por el cono del grupo G3, lo que les confiere una morfología de la base muy elongada e irregular. Los conos de este grupo se localizan a una profundidad media de 1100.66 m, dentro de un intervalo de 469.94 m a 2315.78 m (Ver anexo IV), con un gradiente medio de la pendiente de 56°. Los valores de curvatura y perfil de curvatura promedios son de 0.432 y -0.069 respectivamente. El promedio de la rugosidad de los conos es de 1.081 y el de la reflectividad es de -44.21. El eje de máxima elongación de la base de los conos tiene una disposición media de 89°. El volumen de estos conos está entre 0.38 y 569.61 Hm³, con una media de 99.53 Hm³. Así mismo, los valores que representan el área son 0.01 Km² de mínima, 0.51 Km² de máxima y una media de 0.21 Km². El perímetro mínimo para este grupo es 0.49 km y el máximo 2.94 km, con un valor medio de 1.30 km. El volumen, el área y el perímetro se presentan inferiores al *vmg*, sobre todo el volumen y el área, mientras que el perímetro se aproxima mucho al G1. La altura media del cono para el G4 es 63.66 m, situándose por debajo del *vmg* pero siendo el valor más próximo a él, con un valor mínimo de 24.99 m y máximo de 152.68 m. El **le** presenta un valor mínimo de 1.460 y máximo de 2.592, con una media de 1.834. El **li** oscila entre 1.188 y 1.445, con un valor medio de 1.285. El intervalo que representa al **lt** es de 0 y 0.655, con una media de 0.217 que está por encima de la media general. El **VS** muestra un valor medio de 0.351 muy similar al *vmg*, donde su valor mínimo es 0.132 y su máximo es 0.741. La relación H_{co}/D_{co} está representada por un valor mínimo de 0.049, máximo de 0.254 y medio de 0.175 ligeramente por encima del *vmg*. La distribución de los conos dentro de los distintos sectores es la siguiente: un 9.09 % en el SC, un 81.81 % en el SM (SMZE) y un 9.09 % en el SS (Fig. 3.34).

El **Grupo 5 (G5)** es el grupo más numeroso donde se incluyen 105 conos que representan el 50.67 % del total. Este grupo destaca por tener los conos de menores dimensiones, menor altura y con los índices de elipsicidad e irregularidad más bajos. Los conos de este grupo aparecen entre 438.48 m y 2205.78 m de profundidad, con una media de 1030.85 m (Ver anexo IV) y tienen un gradiente medio de la pendiente de 53°. El promedio de la curvatura y el perfil de curvatura de estos conos son 0.387 y -0.012 respectivamente. El valor medio de la rugosidad es 1.057 mientras que la media de la reflectividad es -43.60 db. La orientación media del eje de máxima elongación de la base de los conos es de 92°. Los conos de este grupo tienen volúmenes que se extienden de 2.63 Hm³ a 696.07 Hm³, con un valor medio de 78.11 Hm³ inferior al de resto de grupos. El área queda representada en el intervalo 0.01-0.55 Km² con una media de 0.08 Km² que es el valor más bajo de todos los grupos. El perímetro oscila entre 0.36 y 2.69 km y presenta una media de 0.93 km, que al igual que el volumen y el área, tiene la media más baja que el resto de grupos. La altura de los conos (**H_{co}**) está entre 14.60 m y 124.95 m, con una media de 44.07 m que es la más baja de todos los grupos. El **le** se mueve en un rango de 1 a 1.61 con una media de 1.245, mientras que el **li** tiene un valor mínimo de 1, máximo de 1.206 y medio de 1.099. Por otro lado, el **lt** oscila entre 0-0.266 con un valor medio de 0.019. Estos tres índices anteriores (**le**, **li** e **lt**) muestran los valores medios más bajos de todos los grupos. El **VS** para este grupo tiene una media de 0.288, muy por debajo del *vmg*, con un valor mínimo de 0.105 y máximo de 0.474. La ratio **H_{co}/D_{co}** queda representado por el intervalo 0.054-0.243, con un valor medio de 0.156 que está por debajo del *vmg* y es muy próximo al valor de G1. Los conos pertenecientes a este grupo se encuentran representados en los diferentes sectores de la siguiente forma: un 8.57 % en el SC, un 82.85 % en el SM (SMZE) y un 8.57 % en el SS (Fig. 3.34).

El **Grupo 6 (G6)** está integrado por 59 conos volcánicos que representan el 19.93 % del total. Se caracteriza por presentar los valores más altos del Índice de Truncación. Los conos de G6 se localizan en profundidades comprendidas entre 483.13-2184.88 m (Ver anexo IV), con una media de 1089.64 m, donde el gradiente medio de la pendiente es 50°. El promedio de la curvatura y el perfil de curvatura de estos conos son de 0.287 y -0.052 respectivamente. El valor medio de la rugosidad es de 1.050 mientras que la media de la reflectividad es de -44.00 db. Los conos tienen una orientación media del eje mayor de la base de 96°. El volumen para el G6 está entre 6.16 Hm³ y 1299.23 Hm³, con una media de 134.34 Hm³. El área mínima es 0.01 Km², con una máxima de 1.02 Km² y un valor medio de 0.18 Km². El valor medio del perímetro es de 1.36 km, donde el valor mínimo es 0.48 km y el máximo de 2.6 km. Los parámetros de volumen, altura y perímetro se encuentran por debajo de *vmg*. El rango de altura de los conos oscila entre 14.99 m y 122.43 m, con una media de 45.62 m que es inferior al *vmg* y ligeramente superior valor de G5, que es el que tiene el valor de la media más baja. El **le** está en un intervalo de

1.032-1.649 con una media de 1.311, y el **li** presenta un valor mínimo de 1.016 y máximo de 1.278, con una media de 1.127. Tanto el **le** como el **li** tienen valores ligeramente inferiores al *vmg*. El valor medio de **It** es 0.393, el más alto de todos los grupos, con un valor mínimo de 0.141 y máximo de 0.690. El **SV** está entre 0.072 y 0.767, con una media de 0.343 que está por debajo del *vmg* y muy próxima al valor al G4. La ratio **H_{co}/D_{co}** se encuentra en un rango de 0.027-0.189 con una media de 0.116, que está por debajo del *vmg*. La distribución a lo largo de los diferentes sectores de los conos que integran este grupo es la siguiente: un 11.86 % en el SC, un 81.34 % en el SM (correspondiendo un 69.49% al SMZE, un 3.38% al SMZS y un 8.47% al SMZW) y un 6.77 % en el SS (Fig. 3.34).

El tipo G5 es el más representativo de los conos del área y marca la tendencia general. El grupo G4 tiene una tendencia muy similar al G5, salvo por que presenta mayores índices de Elipsicidad e Irregularidad, lo que supone que la base de los conos tiene mayor elongación y son más irregulares que los del G5. Morfológicamente, los grupos 4 y 1 son muy similares, diferenciándose principalmente en las dimensiones y la altura de los conos, mayores para el G1. Los grupos 2 y 4 tienen tendencias similares, aunque el G4 tiene mayores **le**, **li**, **H_{co}/D_{co}** y **SV**.

3.2.2 Cañones

Se considerarán cañones aquellas depresiones profundas y angostas, en forma de V donde puedan distinguirse el fondo y sus laderas (Jobe et al., 2011). Dentro de la zona de estudio, los cañones se localizan en el sector central y meridional, presentándose los de mayor entidad dentro de la Zona Este del Sector Meridional (Fig. 3.35). Los cañones representan el 2.65 % de las morfologías identificadas en el Banco de Valdivia.

A lo largo de la zona de estudio se han identificado 11 cañones, cuya nomenclatura se ha designado con las letras del alfabeto. Los cañones ocupan un área de 425.15 km², en un rango de profundidades que va desde 788.56 m hasta 2852.48 m. El gradiente de pendiente medio es de 34.28°, siendo el mínimo 0° registrado en el fondo de uno de los valles, alcanzado los 83.92° que se da en el área más abrupta de las laderas. Los valores de reflectividad oscilan entre -31.92 de máxima y -56.37 de mínima, con una media de -46.77. La curvatura media en los cañones es de -0.01, siendo su máximo de 11.06 y su mínimo de -12.93.

De los 11 cañones que se han identificado, solo se han cartografiado en su totalidad 3 de ellos localizados en el Sector Central. Los cañones discurren a lo largo de 118.35 km, variando sus recorridos entre 3536.06 m y 31221.26 m.

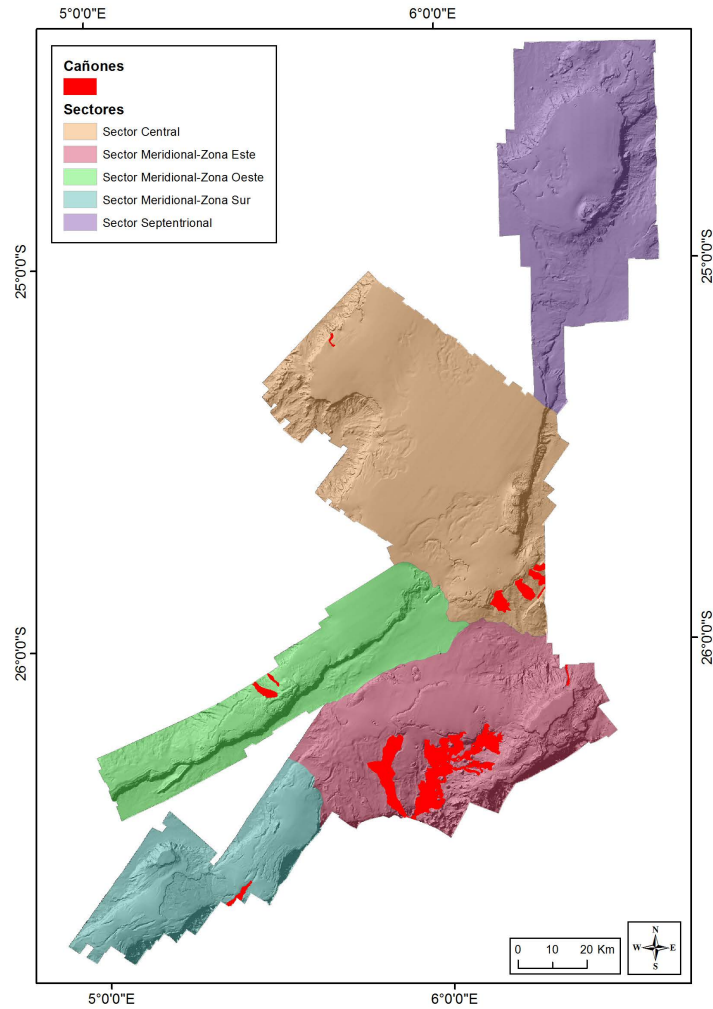


Figura 3.35. Localización de los cañones a lo largo de los diferentes sectores.

Sector Central

Dentro de este sector se localizan 5 (designados con la letras A, B, C, D y E) de los 11 cañones identificados ocupando un área de 61.07 Km^2 , perteneciendo a esta área los 3 cañones cartografiados en su integridad (Fig. 36).

Los cañones A, B, C y D se localizan en la zona suroriental del Sector Central, a lo largo de una ladera que discurre con una dirección SW-NE y que se caracteriza por tener altos gradientes de pendiente. De estos 4 cañones, solo 2 de ellos se encuentran cartografiados en su integridad, los cañones A y B.

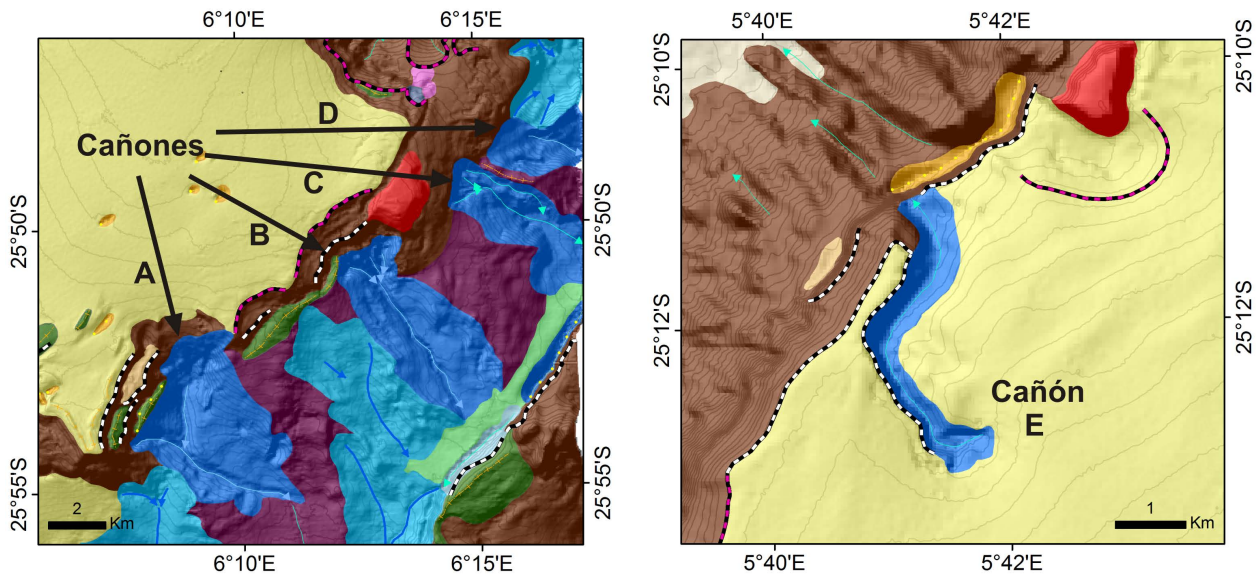


Figura 3.36. Modelos digitales del terreno donde se muestran los cañones A, B, C, D y E con las isobatas cada 20 m.

El **Cañón A** discurre a lo largo de 9797 m en una dirección NW-SE (115°) ocupando un área de 21.46 Km^2 , su trazado presenta muy baja sinuosidad y tiene forma de “Y” (Fig. 3.36). El cañón discurre en un rango de profundidades que oscila entre los 1136 m y los 1620 m en su tramo más profundo. El gradiente medio de la pendiente para las laderas del cañón es de 33.25° y para el fondo del cañón es de 25.49° (Fig. 3.37).

El **Cañón B** presenta una dirección NW-SE (147°), un área de 18.50 Km^2 y un trazado ligeramente sinuoso en su último tramo (Fig. 3.36). Este cañón tiene una longitud de 7585 m y discurre a lo largo del talud, con profundidades que oscilan entre los 1214 m y los 1558 m. Las laderas que conforman este cañón presentan pendientes entre los 60° de media en la cabecera, hasta los 30° de media de los márgenes. El fondo del cañón tiene de una pendiente media de 33° (Fig. 3.37).

El **Cañón E** se localiza en la zona occidental del Sector central ocupando un área de 2.44 Km^2 y se encuentra enclavado sobre un área de *drift* (Fig. 3.36). Este cañón se dispone en su primer tramo en dirección NW-SE girando a NE-SW y en su tramo final vuelve a disponerse NW-SE. La longitud del trazado es de 4494 m pasando de 1161 m de profundidad a 1403 m. Las laderas del cañón tienen una pendiente media de 52.51° mientras que el fondo discurre con una pendiente media de 33.18° (Fig. 3.37).

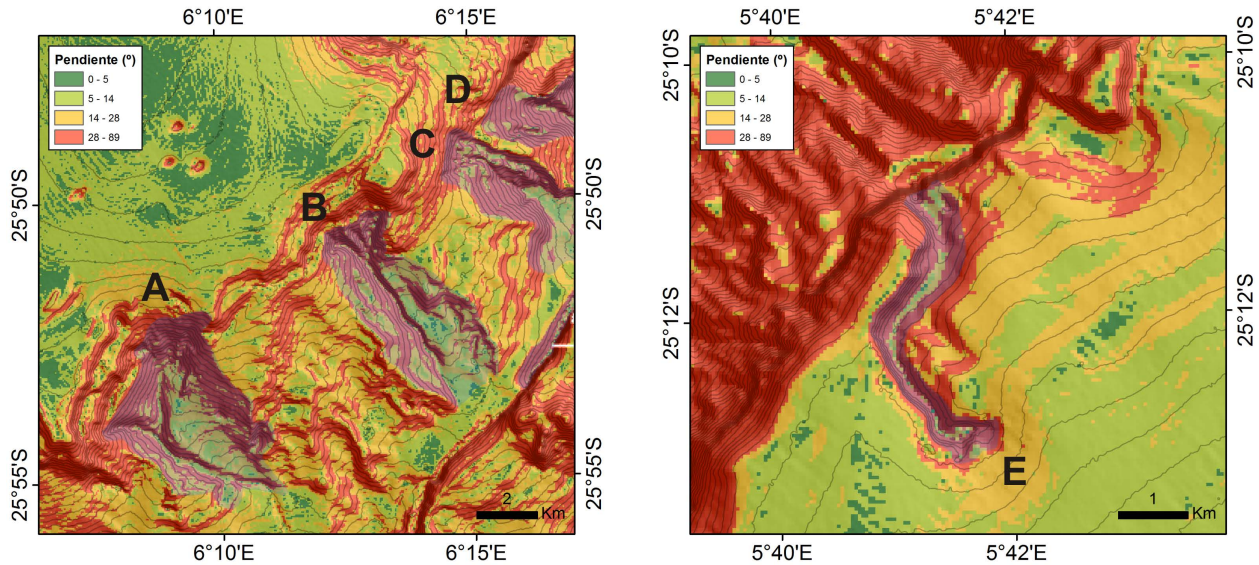


Figura 3.37. Modelo digital de la pendiente con la localización los cañones A, B, C, D y E con las isobatas cada 20 m.

Las secciones verticales en el Cañón A son más pronunciadas en su tramo superior, el más cercano a la cabecera (Fig. 3.38, PT 1), mientras en el tramo medio, la sección es menos profundizada y el perfil adopta una morfología del fondo más aplacerada (Fig. 3.38, PT 2).

El Cañón B se caracteriza por una sección en “V” que alcanza los 80 m de altura aproximadamente en su tramo medio (Fig. 3.38, PT 3). Tanto en el cañón A como en el B, poseen laderas orientales más anchas que las laderas occidentales siendo estas, menos pronunciadas y con pendientes más bajas.

El Cañón C muestra una sección vertical de morfología muy marcada y similar al perfil del Cañón B. Como se observa en el perfil topográfico PT 4 (Fig. 3.38) la sección se corresponde con el tramo superior del cañón y muestra una altura de 24 m. En el tramo final de este cañón se observa como el lecho del cañón amplía su anchura, pasando de 172 m en su tramo superior a 1098 m en el tramo final del cañón.

La sección vertical del Cañón E es asimétrica con una ladera occidental caracterizada por un escarpe con una altura de 92 m sobre el lecho del cañón y una ladera oriental de menor pendiente (Fig. 3.38, PT 5).

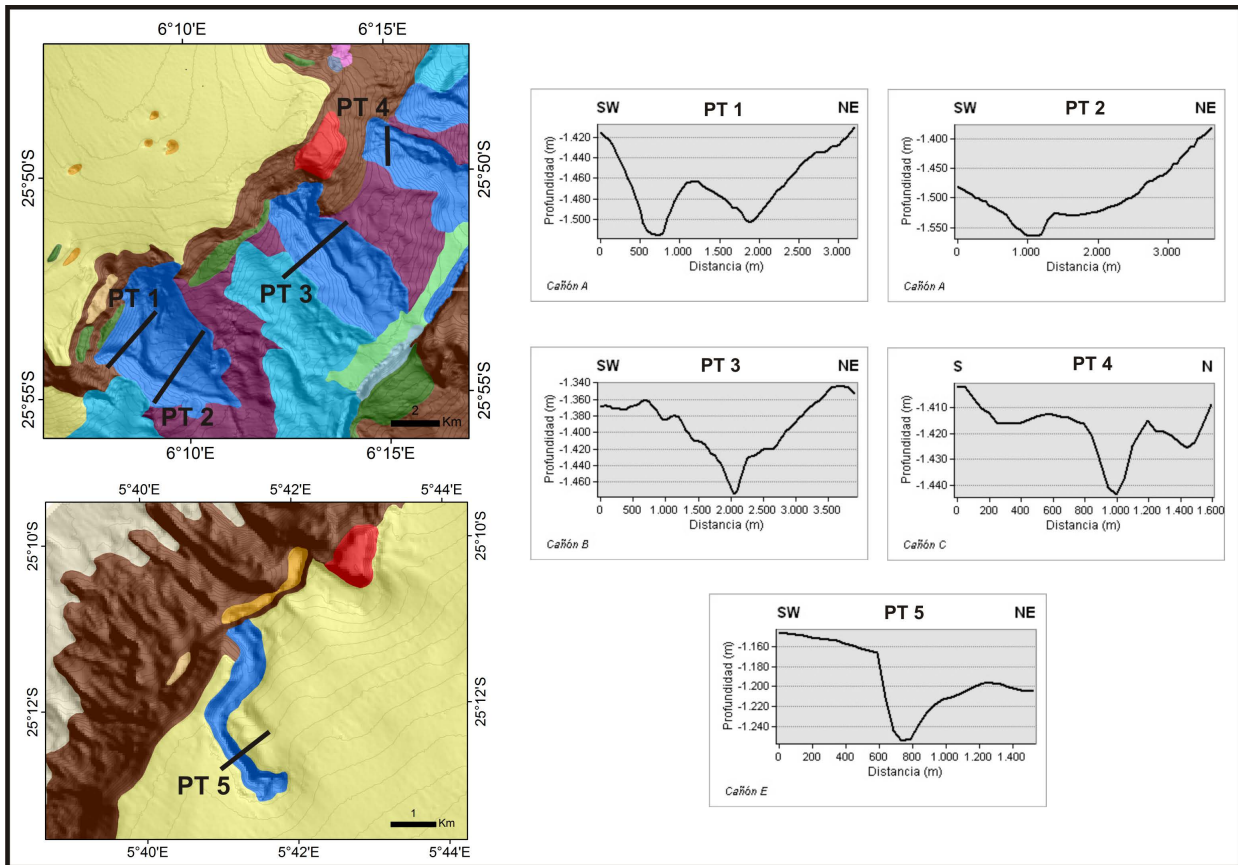


Figura 3.38. Localización de los perfiles topográficos en los cañones A (PT 1 y PT 2), B (PT 3), C (PT 4) y E (PT 5).

Sector Meridional-Zona Este

En este sector se encuentran integrados los cañones F, G y H que abarcan un área de 333.59 Km². Ninguno de ellos pudo ser cartografiado en su totalidad faltando en todos los casos la topografía del tramo final de los cañones (Fig. 3.39).

En este sector se localizan los cañones con mayores dimensiones del área de estudio, los cañones F y G. Estos cañones se localizan en la zona más meridional de este sector y discurren a lo largo de un talud de dirección W-E y donde la pendiente es hacia el S. Este talud se caracteriza por presentar pendientes medias-altas (14°-28°).

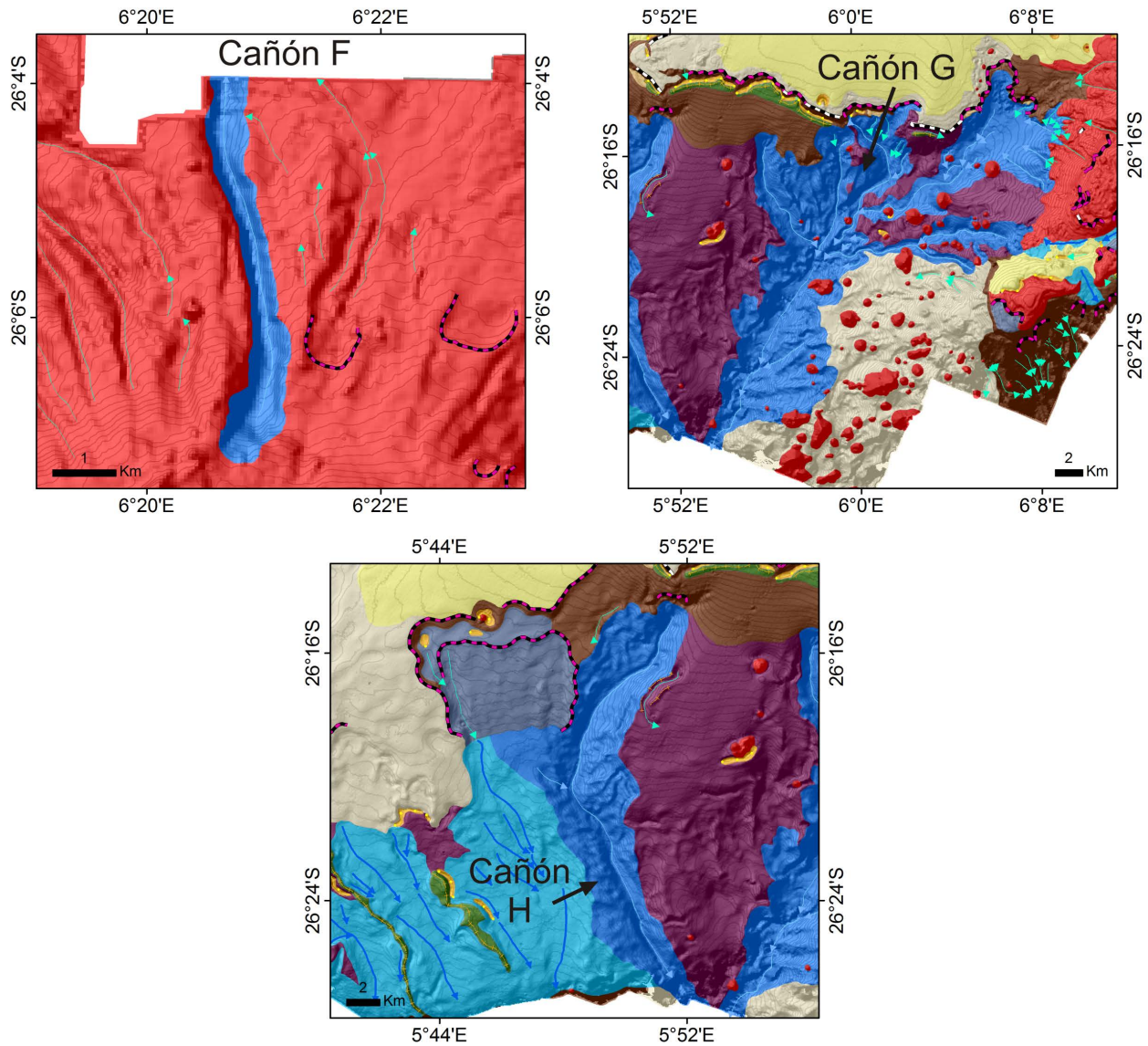


Figura 3.39. Modelos digitales del terreno donde se localizan los cañones F, G y H con las isobatas cada 20 m.

El **Cañón F** se ubica al NE de la Zona Este ocupando un área de 31.15 Km^2 y tiene un trazado bastante lineal de dirección S-N. Hasta la zona cartografiada, tiene un recorrido de 6084 m con un desnivel de 628 m. La profundidad se extiende desde los 788 m que se localizan en la cabecera, hasta los 1417 m que se dan en el límite de la zona hasta la que llega la topografía cartografiada (Fig. 3.39). Este cañón se localiza en las laderas de un complejo volcánico. Los valores de pendiente van desde los 6.95° hasta los 80.73° , con una media en el cañón de 52.4° (Fig. 3.40).

El **Cañón G** es el de mayor envergadura de toda la zona de estudio, con un área de 235.93 Km^2 y discurre a lo largo de 31221 m por un trazado poco sinuoso, caracterizado por numerosas pozas que se dan a lo largo del recorrido. En su parte inicial tiene una estructura compleja, formada por varios cañones

tributarios que aportan desde ambas laderas. Este tramo presenta múltiples cañones tributarios de grandes dimensiones, alcanzando todos ellos mayores dimensiones que los cañones del Sector Central descritos anteriormente. El Cañón G presenta un desnivel de 1829 m, con una profundidad mínima de 1023 m y una máxima de 2852 m que se dan en la zona más distal cartografiada (Fig. 3.39). Los valores de la pendiente a lo largo de todo el cañón oscilan entre 0° y 83.92° , aunque el valor medio para las laderas es 40.90° y para el lecho del cañón es 21.05° (Fig. 3.40).

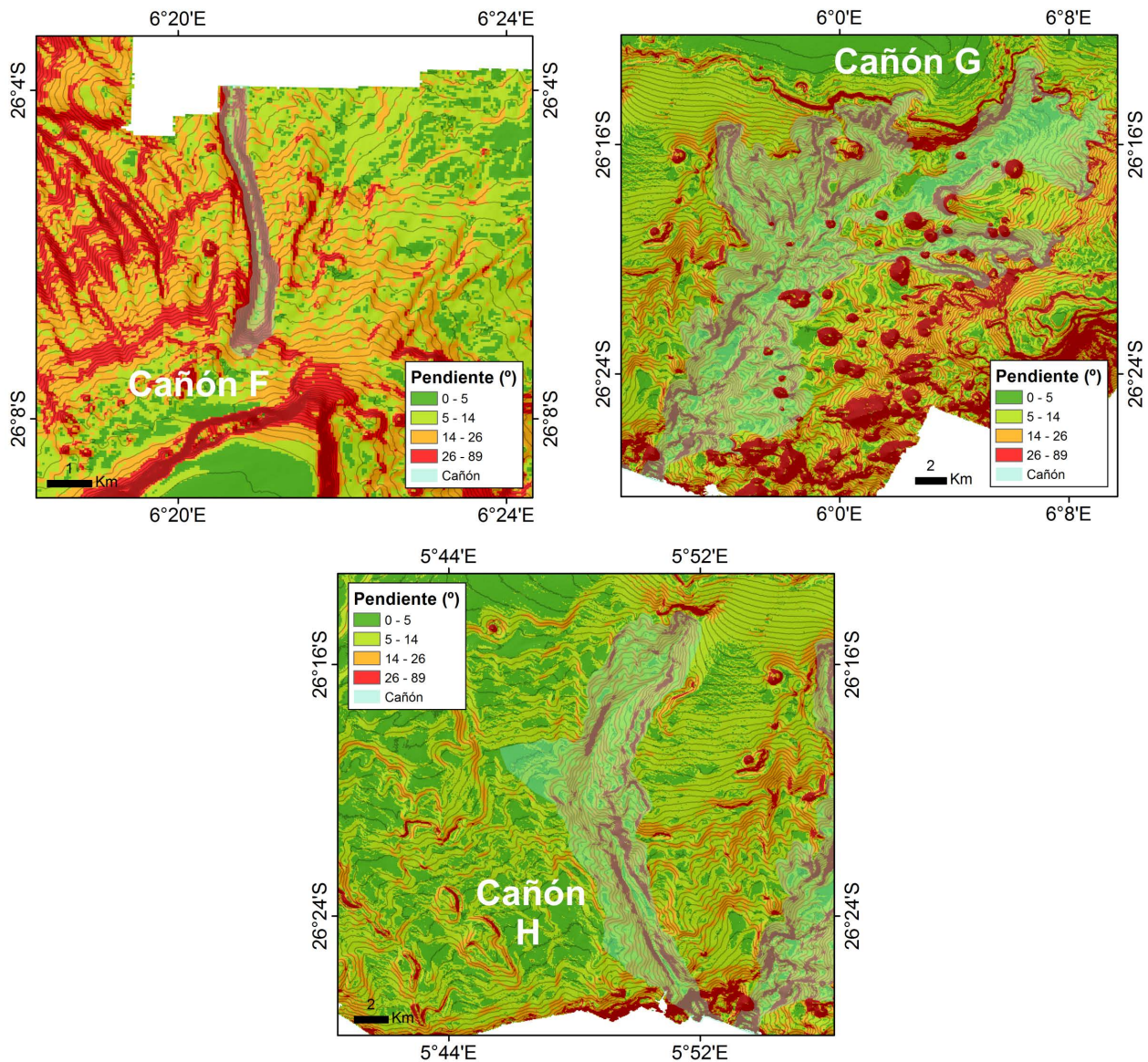


Figura 3.40. Modelo digital de la pendiente de los cañones F, G y H con las isobatas cada 20 m.

El **Cañón H** tiene unas dimensiones de 94.95 Km^2 y presenta diferentes direcciones en su trazado. En su inicio, el cañón discurre con una dirección NNE-SSW, seguido por un tramo NE-SW, y en mitad del

trazado, se dispone NW-SE. El cañón discurre a lo largo de 27140 m con un desnivel de 1412 m, que va desde 1370 m que se dan en la cabecera del cañón hasta 2782 m que se dan en la parte más distal cartografiada (Fig. 3.39). El gradiente medio de la pendiente para las laderas del cañón es de 33.36° y para el fondo del cañón 29.44° (Fig. 3.40).

Como se observa de la figura 3.41, los perfiles topográficos a lo largo del trazado de los diferentes cañones, se ajustan a una sección en "V", aunque a lo largo de trazado puede encontrarse secciones con un perfil más irregular debido a la acumulación de sedimento sobre el lecho, como puede observarse en el perfil superior del Cañón G.

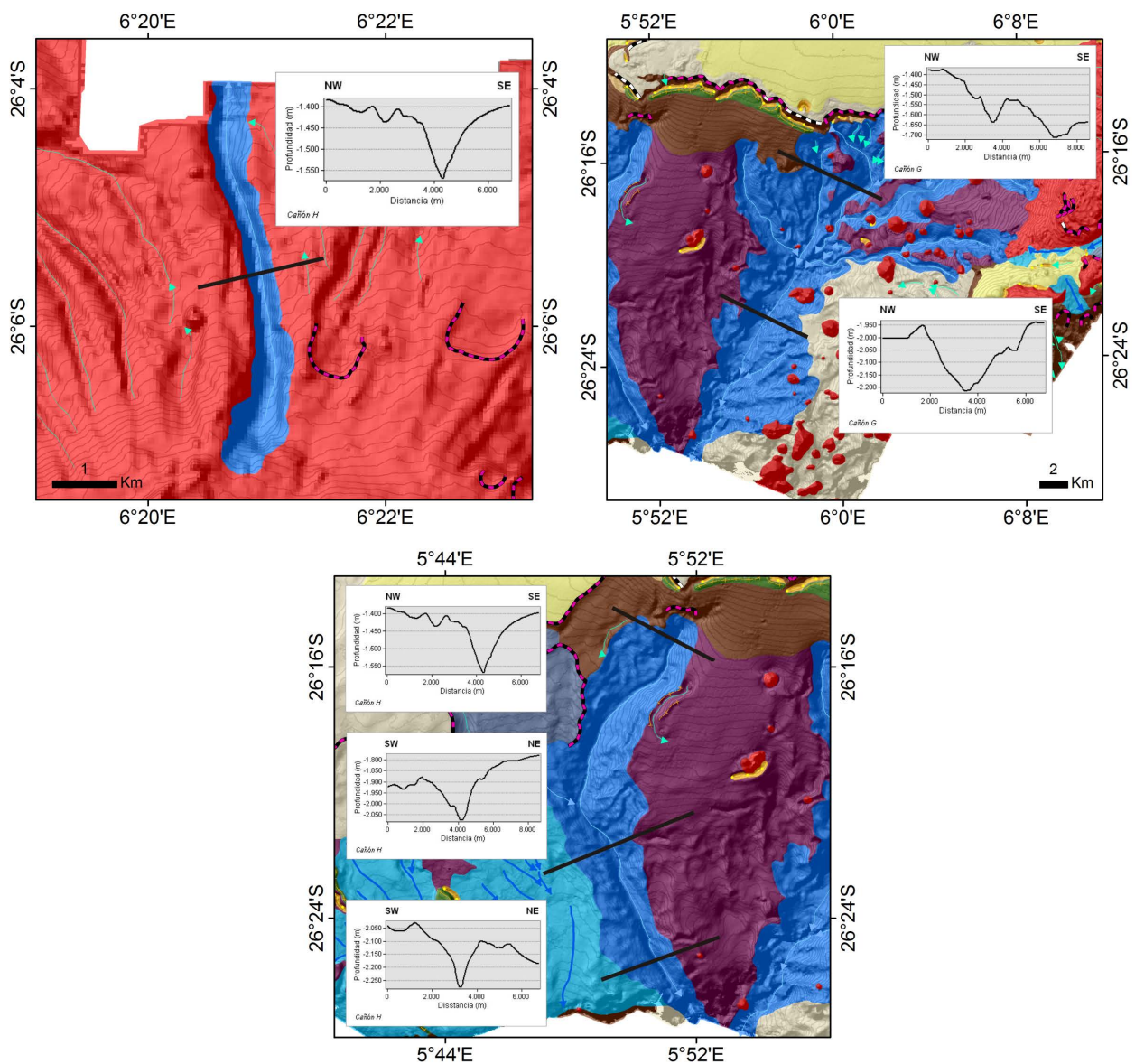


Figura 3.41. Ubicación de los diferentes perfiles topográficos a lo largo del trazado de los cañones F, G y H.

El Cañón G, además de ser el de mayor envergadura, es el más profundo, con una altura de 270 m, mientras que el Cañón H tiene una altura aproximada de 200 m y el cañón F presenta un desnivel de 110 m.

Sector Meridional-Zona Oeste

Dentro de la Zona Oeste podemos encontrar los cañones I y J (Fig. 3.42), que se ubican en la parte central. La cartografía de ambos cañones está incompleta, por lo que la descripción es parcial.

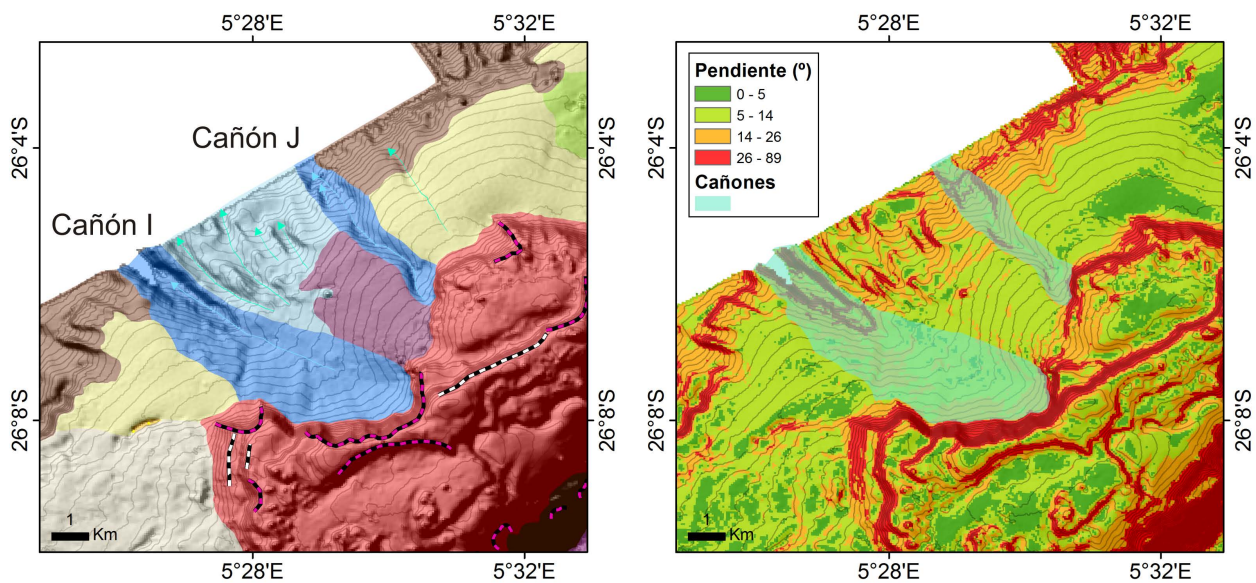


Figura 3.42. Modelos digitales de la pendiente de los cañones I y J con las isobatas cada 20 m.

El **Cañón I** presenta una dirección NW-SE (118°) con un trazado lineal, ocupando un área de 14.46 Km^2 y una longitud de 8096 m (Fig. 3.42). El cañón se inicia en una antigua zona deslizada donde alcanza una anchura máxima de 2604 m y a medida que el trazado se aleja de la cabecera, el cañón adquiere profundidad hasta alcanzar una altura de 170 m sobre el lecho. Este cañón discurre a lo largo del talud con profundidades que oscilan entre los 820 m y los 1370 m, con un desnivel de 550 m. Las laderas que conforman este cañón tienen una pendiente media de 31° , mientras que en el lecho se alcanzan 41° (Fig. 3.42).

El **Cañón J** se localiza al N del Cañón I, ocupa un área de 3.88 Km^2 y discurre también en dirección NW-SE (136°) con un trazado poco sinuoso (Fig. 3.42). La cabecera del cañón comienza en el límite del monte submarino de Valdivia Oeste. Su trazado se inicia a 865 m de profundidad y solo está cartografiado hasta los 1344 m, recorriendo un total de 4834 m con un desnivel de 479 m. Este cañón tiene una pendiente

mínima de 5° y una máxima de 73° , con una media de pendiente para las laderas que conforman el cañón de 68° y para el lecho de 64° (Fig. 3.42).

En la figura 3.43 se muestran unas secciones verticales correspondientes a los cañones I y J. El Cañón J tiene un perfil típico en “V” que se mantiene a lo largo de casi todo su trazado, mientras que el cañón I tiene una cabecera muy amplia y con menor pendiente, que evoluciona a secciones en “V” irregulares debido a la inestabilidad de su ladera meridional.

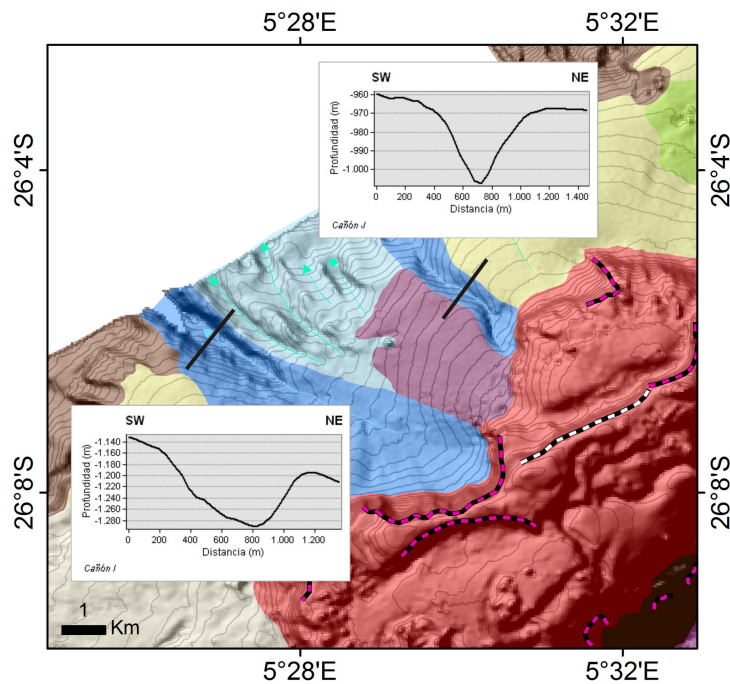


Figura 3.43. Ubicación de los perfiles topográficos realizados para los cañones I y J.

Sector Meridional-Zona Sur

En la parte central de la Zona Sur del Sector Meridional se localiza el cañón K (Fig. 3.44). Este cañón se dispone en dirección NE-SW (43°) y ocupa un área de 10.18 Km^2 encontrándose incompleta su cartografía. El cañón tiene una extensión conocida de 10173 m, y se extiende desde 1499 m de profundidad en su cabecera hasta 2356 m, con un desnivel de 857 m. Los valores de pendiente están entre 0.6° de mínima y 78° de máxima, con una media de 29° para las laderas y de 44° para el lecho.

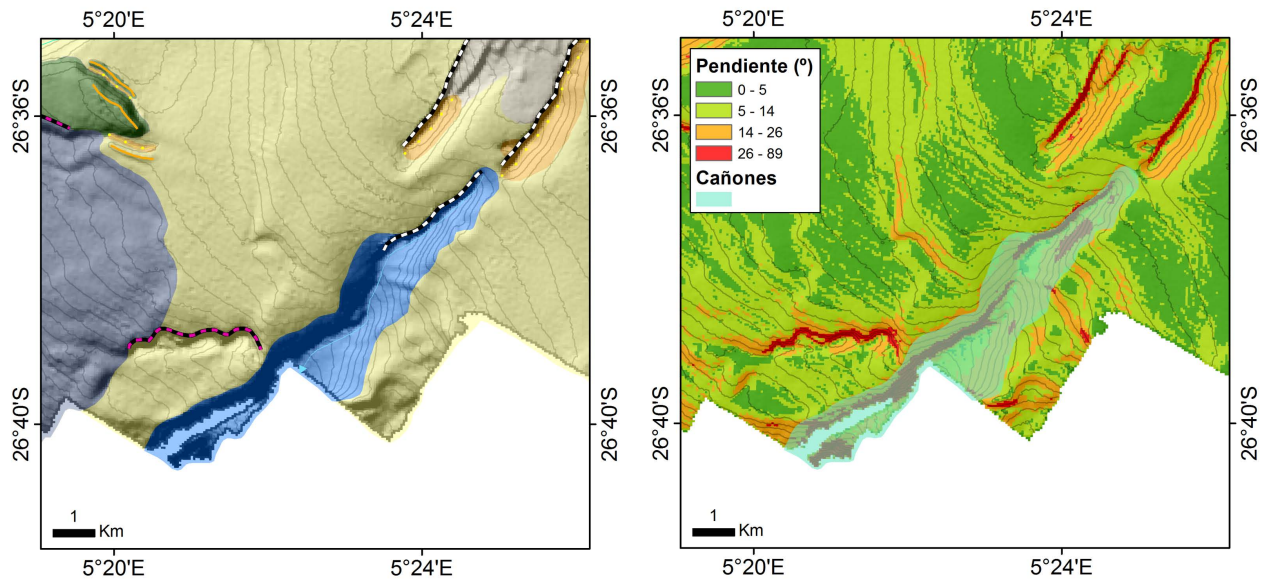


Figura 3.44. Cañón k localizado en la Zona Oeste del Sector Meridional, donde se muestran las isobatas cada 20 m y el modelo digital de la pendiente.

Como muestra el mapa de pendientes (Fig. 3.44) y los perfiles topográficos (Fig. 3.45) la ladera occidental tiene mayor inclinación, lo que hace que la sección vertical en “V” sea asimétrica.

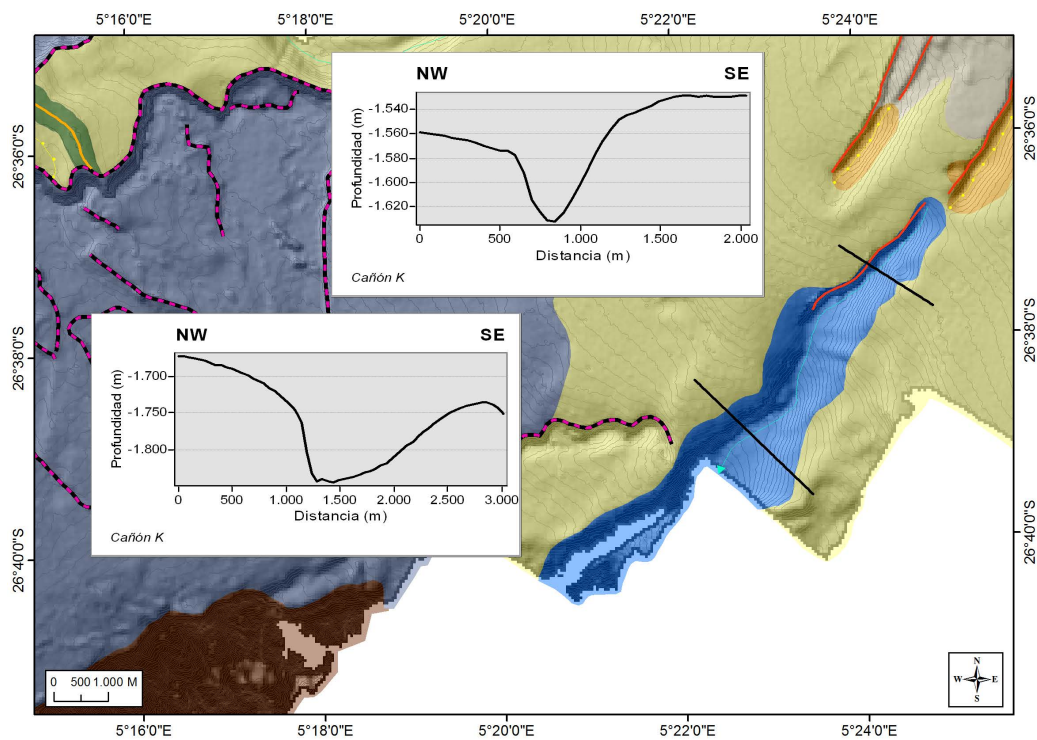


Figura 3.45. Localización de los perfiles topográficos realizados en el cañón K.

3.2.3 Gullies

Los *gullies* son valles estrechos, poco profundos, con altos gradientes de pendiente, por donde se realiza un proceso de transporte de flujos de corto recorrido y de menor entidad que cañones y canales. Se han considerado *gullies* aquellos trazados encauzados que no cumplen las características para ser cañón o canal. A lo largo de la zona de estudio se han identificado *gullies* en todos los sectores, siendo más abundantes en el Sector Septentrional, Sector Central y Sector Meridional-Zona Este (Fig. 3.46).

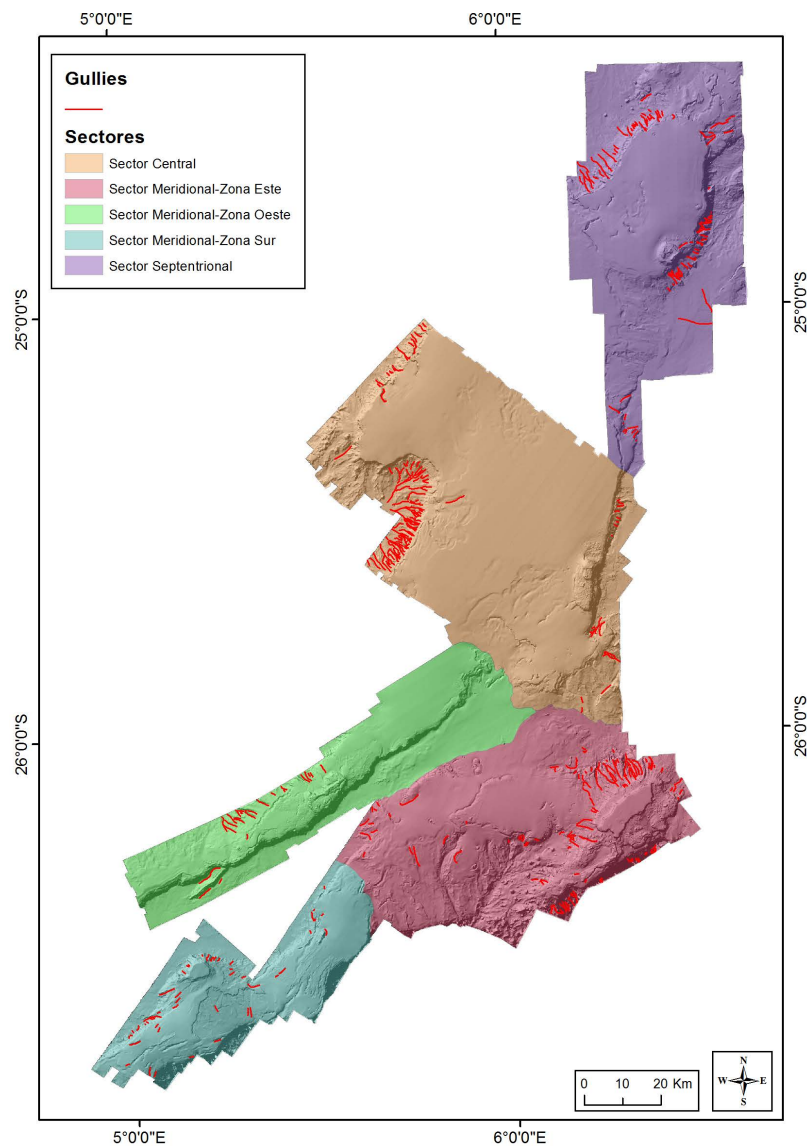


Figura 3.46. Localización de los *gullies* a lo largo de los diferentes sectores de la dorsal.

Los *gullies* discurren por un total de 925.47 km, con una media de longitud de 1932.10 m y localizados entre profundidades que varían de 604.32 m hasta los 2441.88 m, localizados a una profundidad media

de 1837.56 m. El gradiente medio de pendiente en el que se localizan los *gullies* es de 31° , siendo su mínimo de 0.02° y su máximo de 81° . Los datos de reflectividad dan valores que se incluyen entre -36.12 db de máximo y -55.86 db de mínimo, con una desviación estándar de 19.74 db y una media de -45.95 db. La curvatura media es de -0.15, con un máximo de 16.41 y un mínimo de -8.07.

En la mitad norte del Sector Septentrional, los *gullies* fluyen hacia el NW, mientras que en la mitad sur de este sector fluyen hacia el SW o W-E. En este sector los *gullies* se desarrollan principalmente en zonas de ladera o de edificios volcánicos con altos gradientes de pendiente (Fig. 3.47).

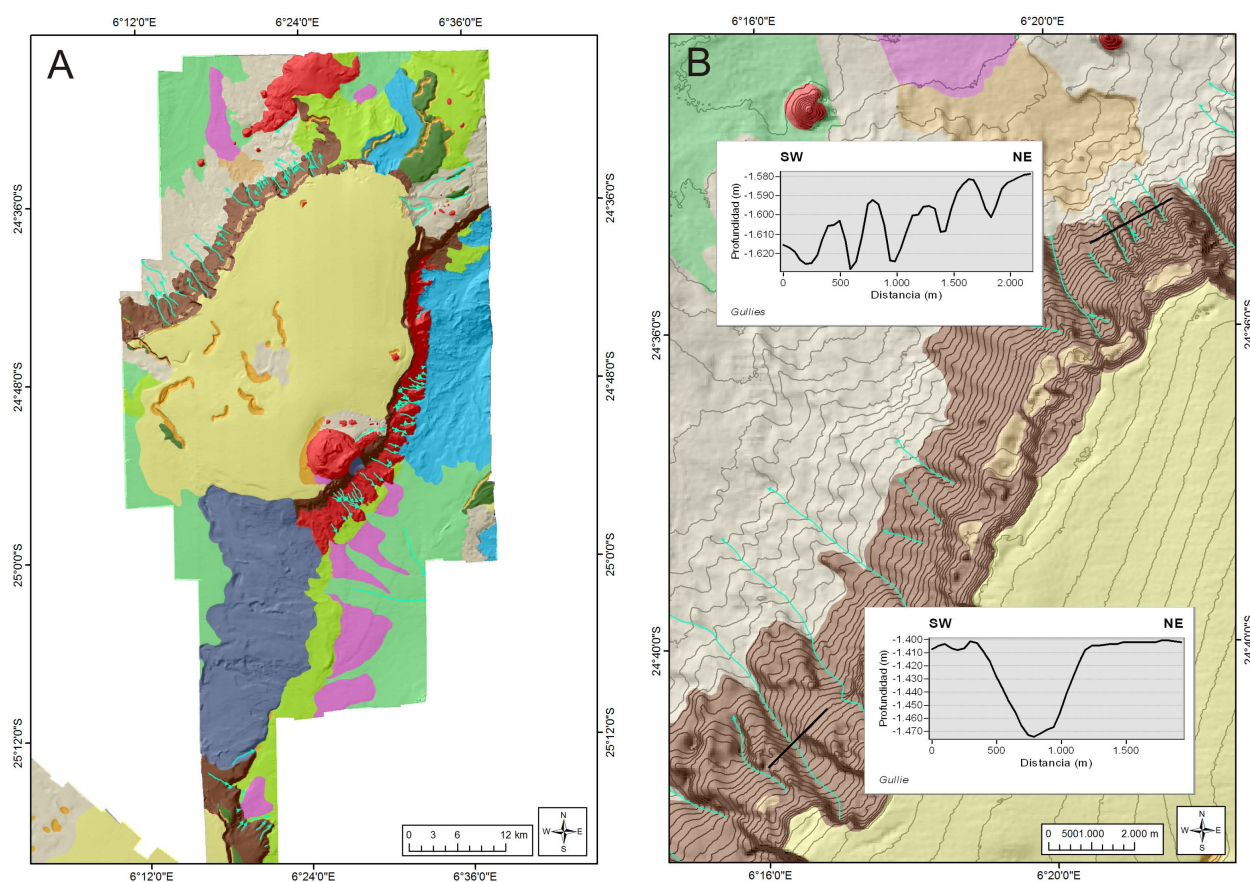


Figura 3.47. Ubicación de los: A, *gullies* y B, de los diferentes perfiles topográficos (B) en el Sector Septentrional.

Los *gullies* en el Sector Septentrional son de gran entidad pudiendo llegar a tener desniveles entre 6 m y 60 m (Fig. 3.47B) y recorridos que oscilan entre 485 m y 7720 m.

En el Sector Central la mayor parte de los *gullies* están concentrados en la parte occidental, fluyendo hacia el NW en la mitad septentrional y NW a SW en la mitad meridional (Fig. 3.48). La cabecera de los

gullies se localiza sobre laderas de pendiente muy alta, mientras que sus tramos finales llegan hasta áreas irregulares, donde el gradiente de la pendiente es menor.

En la parte oriental del Sector Central los *gullies* fluyen hacia el E, existiendo alguno que lo hace hacia el N o el S, y se localizan sobre áreas de alta pendiente en zonas volcánicas o áreas inter-cañón.

En el Sector Central los *gullies* tienen longitudes de 762 m a 7852 m y alturas de 10 m hasta 160 m, con secciones verticales en “V” (Fig. 3.48). Al igual que en el Sector Septentrional, la entidad de los *gullies* varía enormemente.

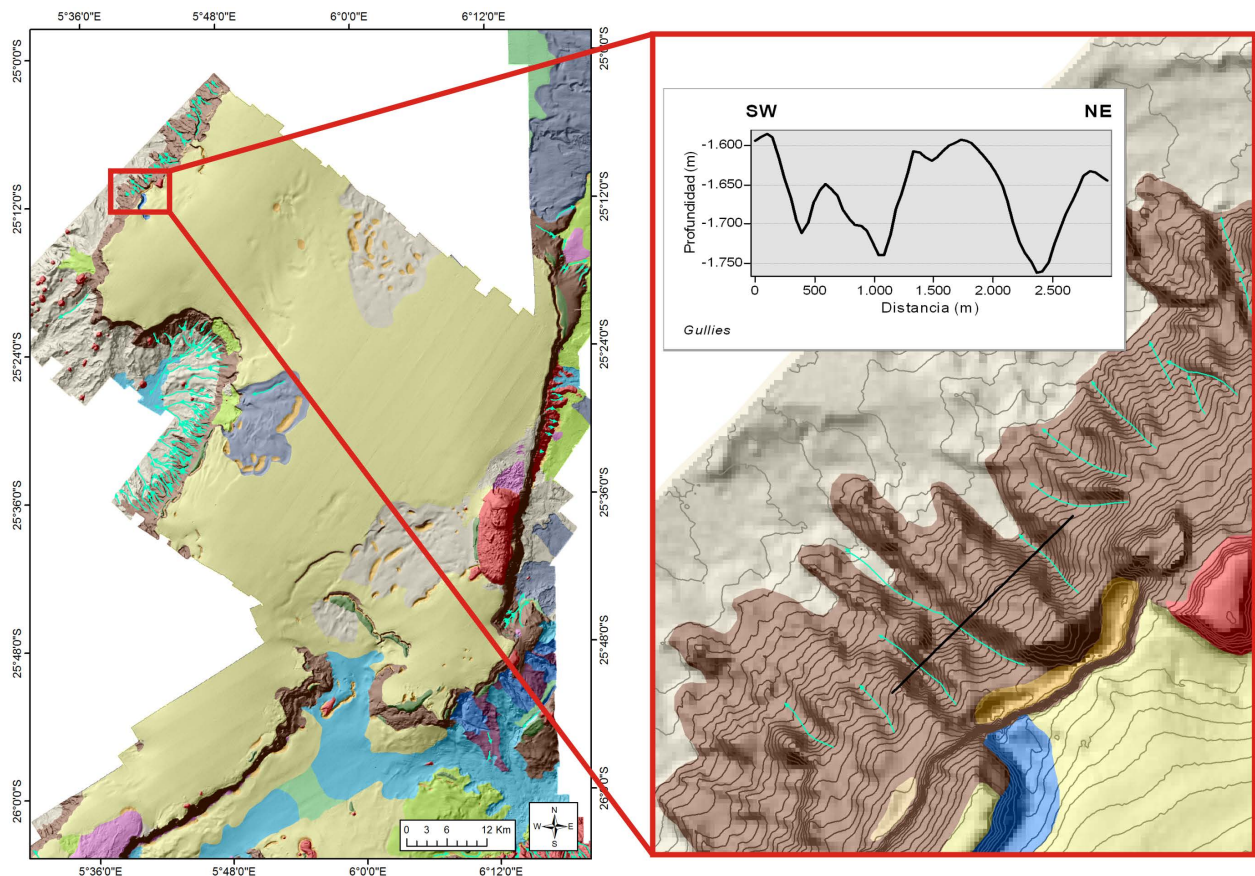


Figura 3.48. Ubicación de los *gullies* en el Sector Central y ejemplo de una sección vertical.

En el Sector Meridional la mayor parte de los *gullies* están concentrados en la Zona Este (Fig. 3.49), en torno a una de las mayores zonas volcánicas de la dorsal y sobre las laderas con dirección SW-NE y gran pendiente. En la zona volcánica, los *gullies* fluyen de inicio hacia el WNW girando con posterioridad hacia N, y presentan recorridos entre 630 m a 5924 m y desniveles de entre 15 m y 180 m. Los que se localizan en laderas de muy alta pendiente (superior a 45°) fluyen hacia el SE, no siendo posible determinar sus

dimensiones al estar incompleta su cartografía. En el perfil topográfico (Fig. 3.50) se observa como las secciones de los *gullies* de la Zona Este tienen una morfología en “V” muy marcada.

En la Zona Sur del Sector Meridional se han desarrollado pocos *gullies* y de pequeñas dimensiones. El recorrido de los *gullies* oscila entre 444 m y 4560 m, con desniveles de 10 m a 60 m. Se localizan sobre superficies de deslizamiento, laderas con un alto gradiente de pendiente y, en menor medida, sobre *drifts*. Los *gullies* en esta zona fluyen en todas direcciones (Fig. 3.49) con perfiles topográficos (Fig. 3.50) con morfologías en “V” poco marcadas.

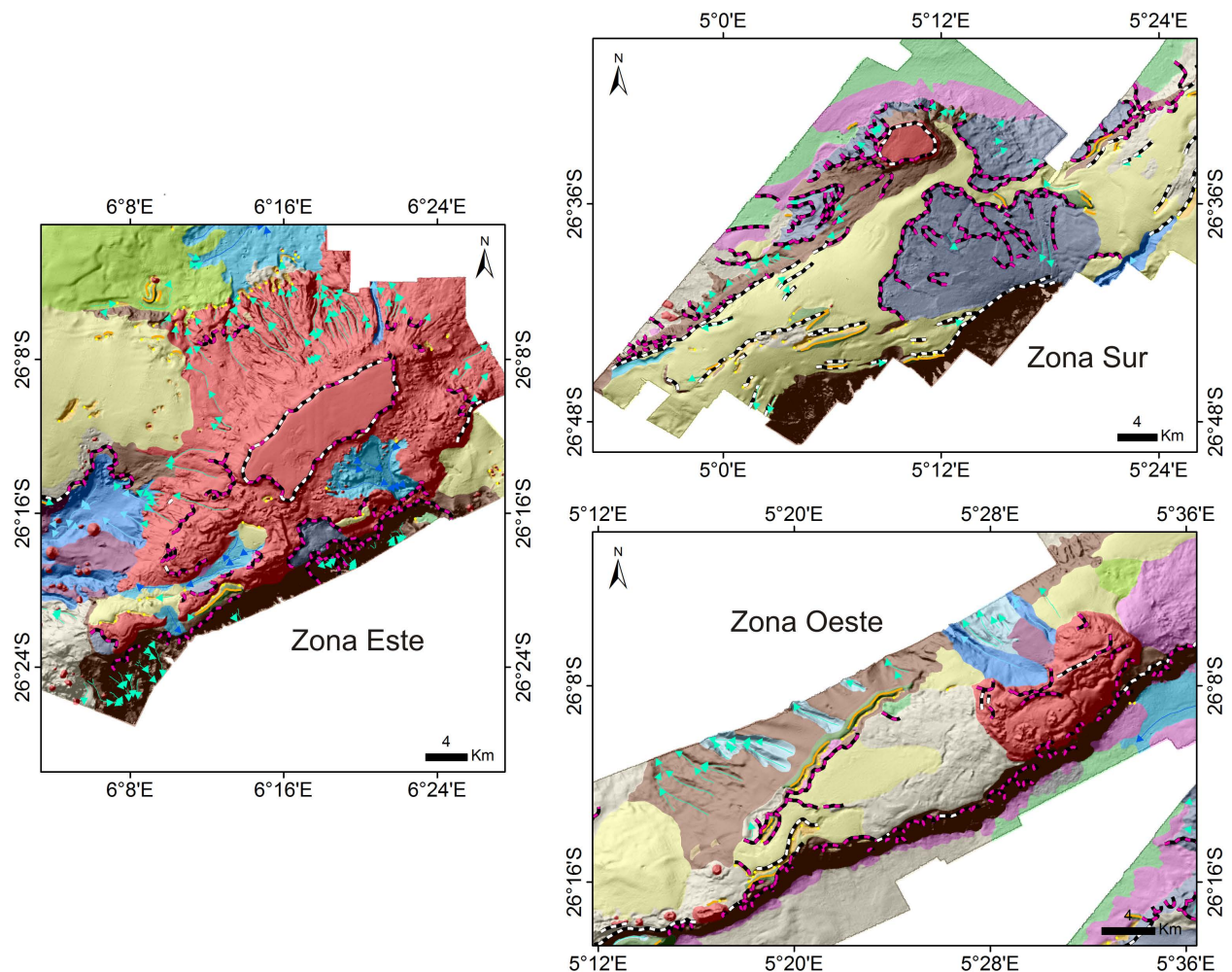


Figura 3.49. Localización de los *gullies* a lo largo de las Zonas Este, Oeste y Sur del Sector Meridional.

En la Zona Oeste del Sector Meridional los *gullies* no son muy abundantes y aunque su cartografía está incompleta, puede observarse que son de mayor entidad que los de la Zona Sur (Fig. 3.6). Estos *gullies* fluyen hacia el NW, tienen secciones verticales en “V” y alturas entre 12 m para el gully menos excavado y 220 m para el de mayor entidad (Fig. 3.50).

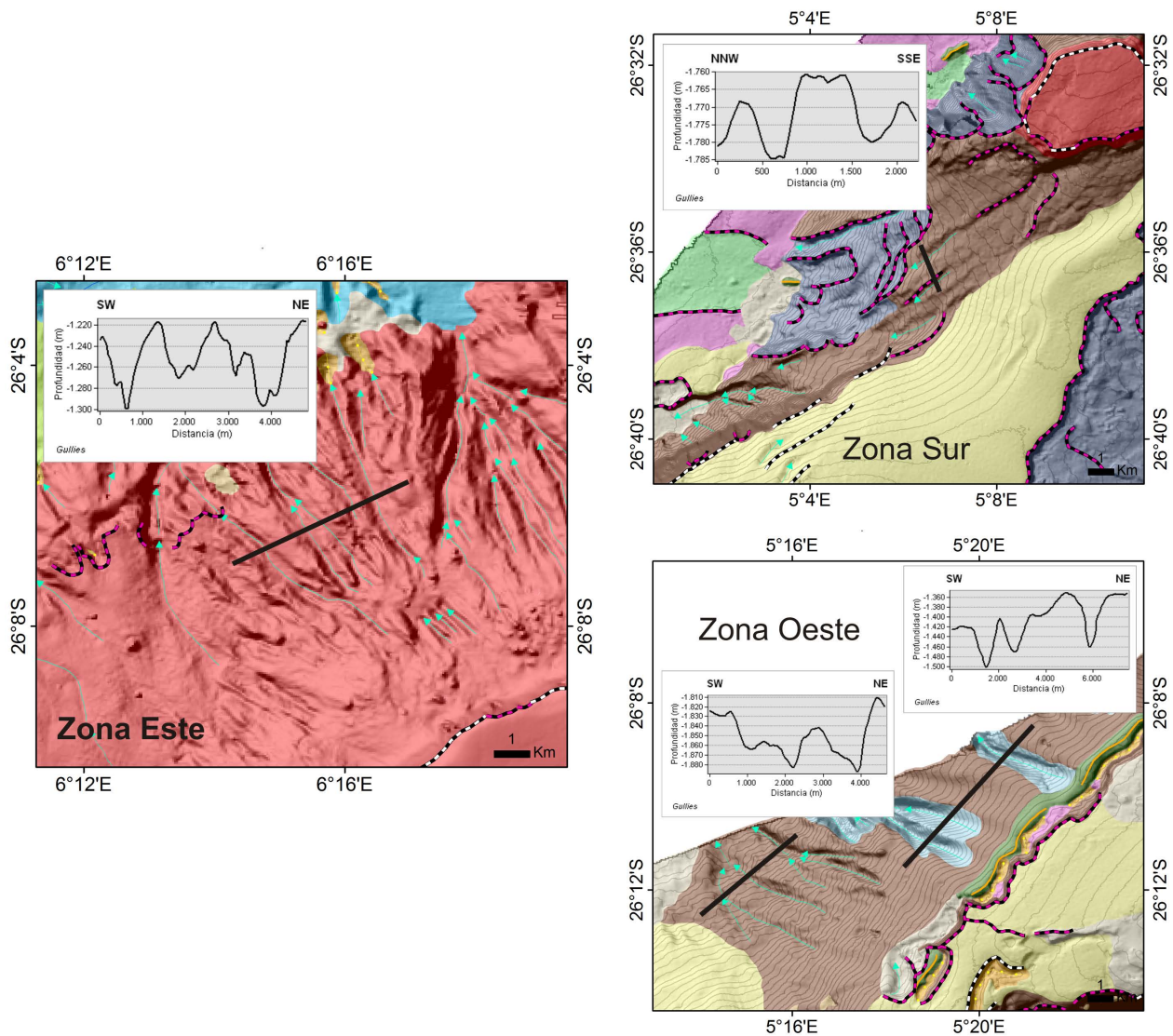


Figura 3.50. Ubicación de los diferentes perfiles topográficos de los *gullies* a lo largo de las Zonas Este, Oeste y Sur del Sector Meridional.

3.2.4 Canales

A diferencia de los cañones, los canales se identifican con depresiones poco angostas y profundas, que presentan un perfil transversal irregular donde es difícil establecer el límite entre el fondo y las laderas (Fig. 3.51A). Mientras que los cañones presentan una marcada diferencia del gradiente de pendiente entre las laderas y el fondo, en los canales el gradiente es más homogéneo a lo largo de su recorrido (Fig. 3.51B). En el perfil que se muestra en la Fig. 3.51C se puede observar la diferencia estructural y

morfológica entre los canales y el cañón. Los cañones presentan lechos estrechos en contraste con los canales. Otra diferencia entre cañones y canales es la anchura del fondo o lecho marino.

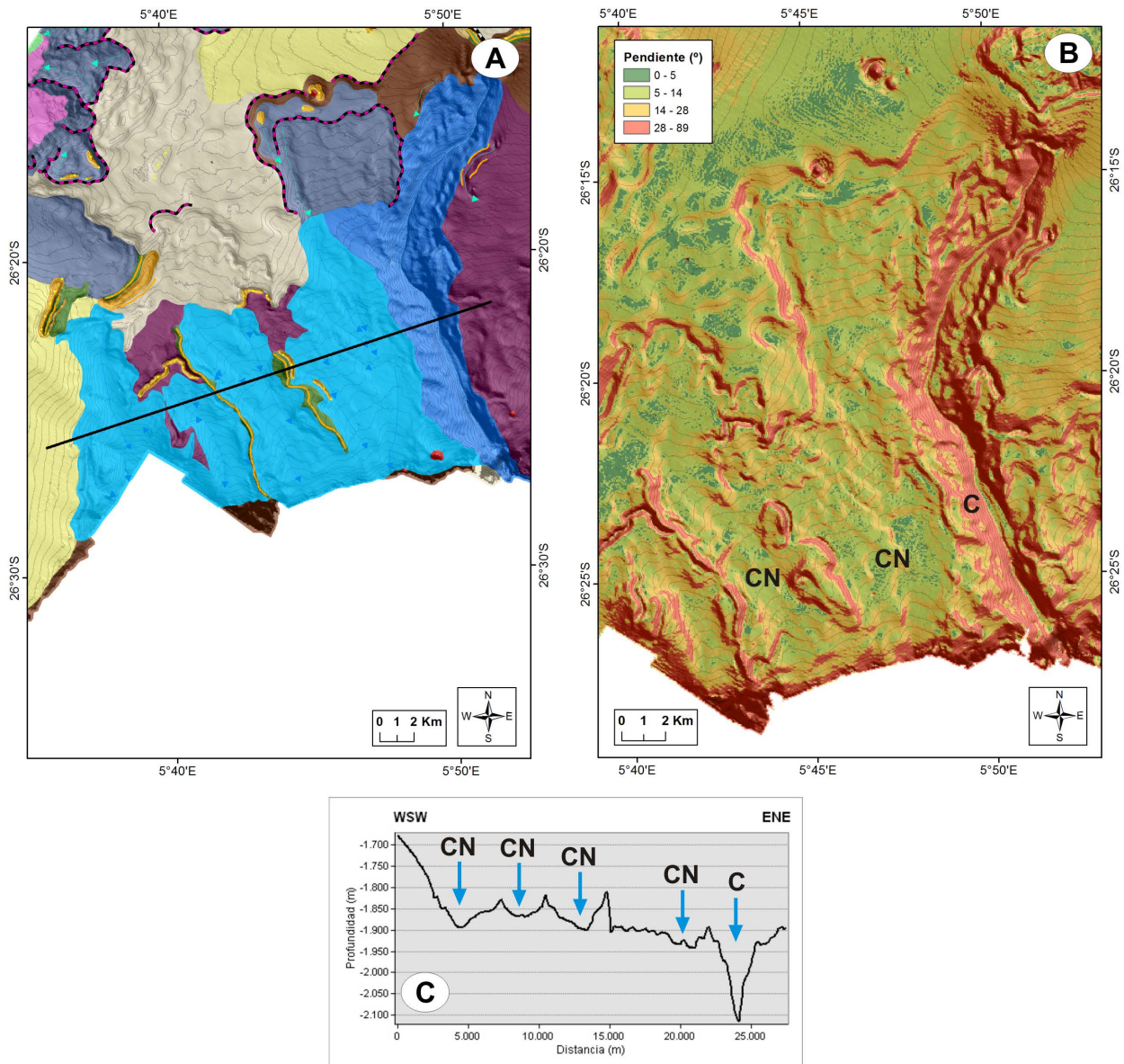


Figura 3.51. **A**, Ubicación de canales (CN) y cañón (C) (este se corresponde con el cañón H de la Fig. 3.39). **B**, se corresponde con un mapa de pendiente, donde se puede observar la marcada diferencia entre los canales y el cañón. **C**, Perfil topográfico localizado en **A** de esta figura como una línea de color negro.

Se pueden identificar canales a lo largo de todos los sectores, aunque hay que señalar que son muy poco frecuentes en el Sector Meridional-Zona Sur (Fig. 3.52).

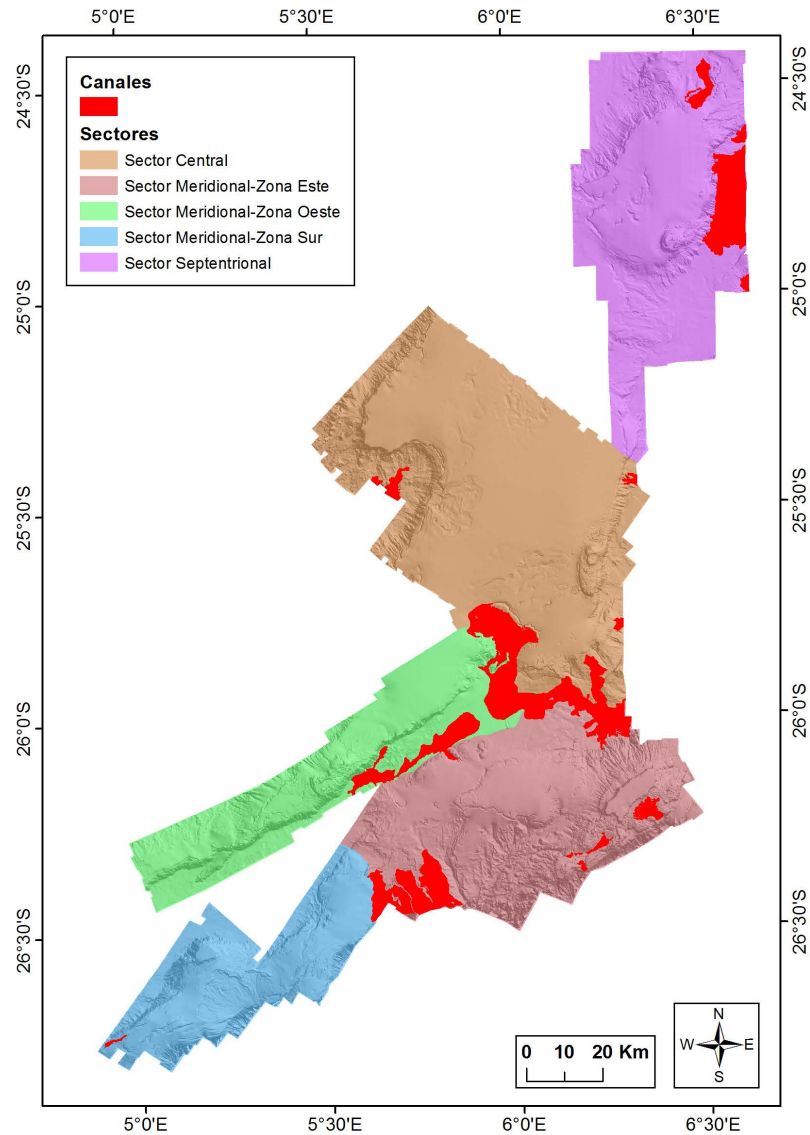


Figura 3.52. Mapa con la ubicación de los canales a los largo de los diferentes Sectores.

Los canales representan un 7.55 % de los diferentes elementos morfo-estructurales y morfo-sedimentarios identificados. Estos abarcan un área de 1212.01 km², se extiende desde 510 m hasta una profundidad de 2295 m y tienen un gradiente medio de la pendiente de 15.78°, alcanzado algunos puntos hasta 82.79°. El valor de curvatura mínimo es de -21.51 mientras que el valor máximo es de 7.49. La reflectividad en los canales tiene un valor medio de -47.04 db, mientras que su valor mínimo está en -54.07 db y el máximo en -34.85 db. La gran parte de los canales identificados no están cartografiados en su totalidad.

Sector Septentrional

Dentro de este sector encontramos los canales CN 1, CN 2, CN 3 y CN 4 (Fig. 3.53). El canal CN 1 es el único del que se dispone de la totalidad de su cartografía. El canal CN2 tributa al canal CN3, mientras que el canal CN 4, que presenta una amplia y extensa cabecera, se dispone paralelo a este último.

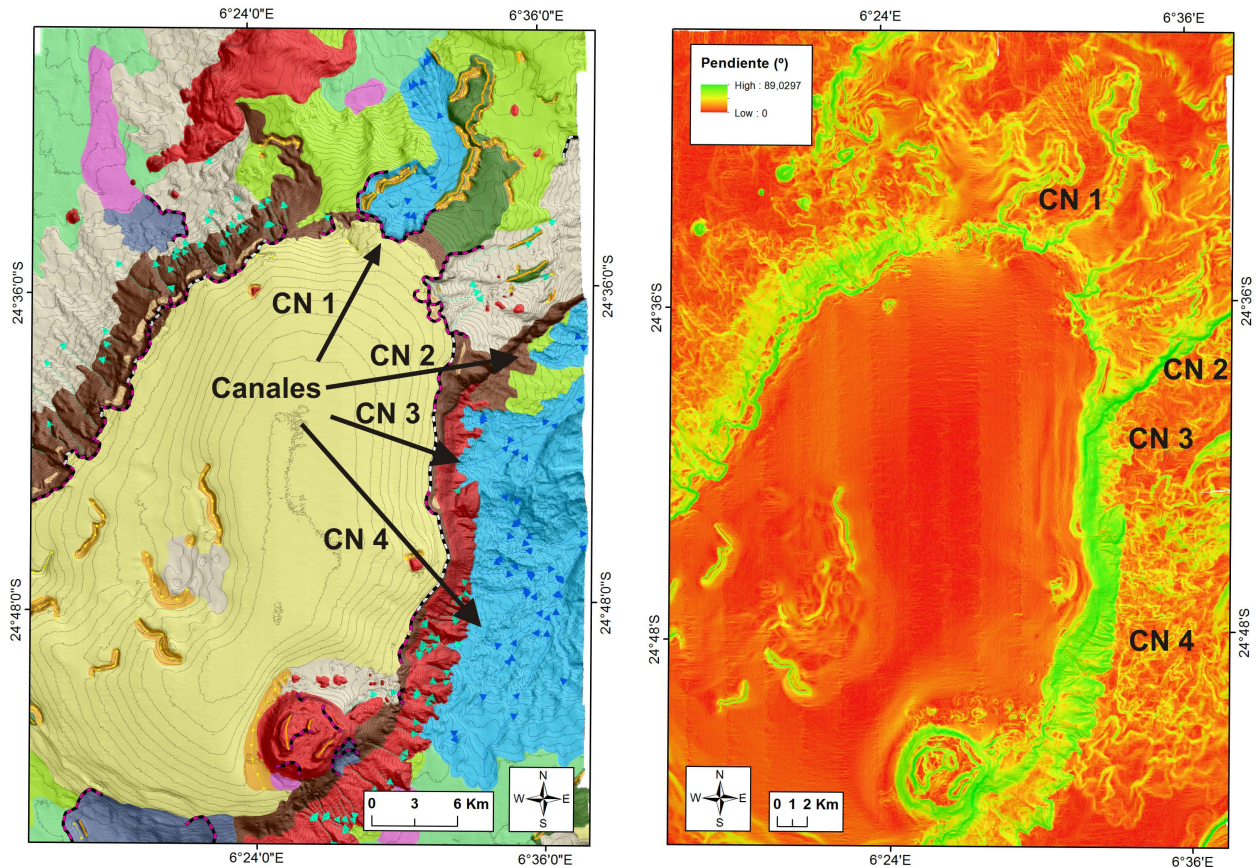


Figura 3.53. Ubicación de los canales en el Sector Septentrional y modelo digital de la pendiente.

El canal CN 1 se localiza en la parte más septentrional del sector y abarca una extensión de 44 km^2 . Su cabecera se encuentra delimitada por un escarpe de morfología irregular. El área más somera de esta cabecera se sitúa entorno a la isobata de 1079 m, y tras de 15.3 km de recorrido, este canal alcanza su cota más profunda a 1698.64 m. La anchura máxima de la cabecera del canal es de 5183 m. En la figura 3.4 se observan tres perfiles topográficos realizados en la cabecera del CN 1. En el perfil topográfico PT 1 (Fig. 3.54) se observa que la altura de la cabecera es de 150 m sobre el lecho, localizándose en su parte occidental distintas crestas y surcos. El perfil topográfico PT 2 (Fig. 3.54) muestra una sección vertical del tramo medio del canal y el cambio en su trazado. Como se observa, el trazado puede dividirse en un primer tramo de dirección SW-NE con un recorrido de 7892.6 m, y un segundo trayecto de dirección SE-

NW con un recorrido de 7407.4 m. La parte final del canal se caracteriza por la presencia de *gullies* con la misma dirección que el tramo final (Fig. 3.54, PT 3). Este canal tiene un gradiente medio de la pendiente de 22.32° , con un valor mínimo de 0.18° y máximo de 80.74° (Fig. 3.53). La curvatura mínima se sitúa en -3.23 mientras que su máxima está en 4.11. Los valores de reflectividad para este canal varían entre -52.67 db de mínima y -37.01 db de máxima, con una media de -46.76 db.

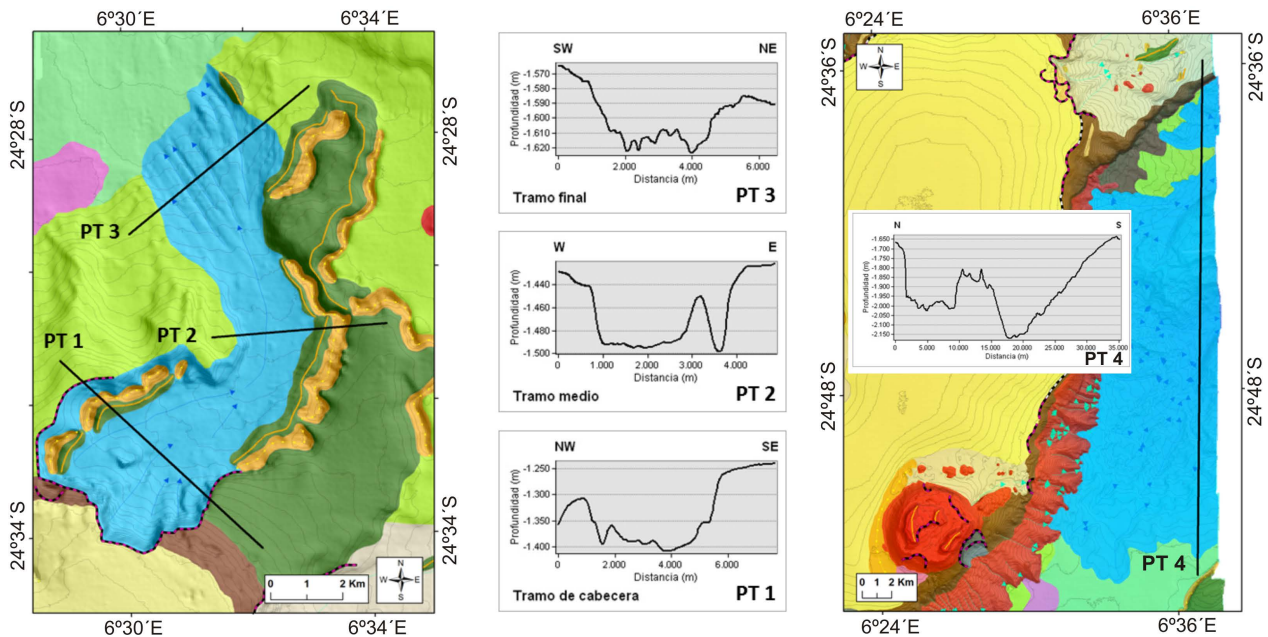


Figura 3.54. Localización de los perfiles topográficos (PT 1, PT 2 y PT 3) del canal CN 1. A la derecha se muestra el perfil topográfico PT 4 de los canales CN 3 y CN 4.

El canal CN 3 se localiza en el extremo oriental del sector, presenta una cabecera con una anchura máxima de 5752 m y alcanza su punto más somero en 1693.27 m.

El canal CN 4 se ubica en el extremo oriental del sector y al sur del canal CN 3. La cabecera de este canal es muy amplia llegando a alcanzar una anchura de 21.8 km, aunque posiblemente este valor sea mayor ya que no se dispone de información sobre la parte suroriental de la cabecera. El área cartografiada se extiende a lo largo de 181.63 km^2 y el punto más somero de la misma se alcanza en 15557 m.

El perfil topográfico de los canales CN 3 y CN 4 (Fig. 3.54, PT 4) refleja la diferencia de dimensiones entre ambos y la mayor profundidad del tramo inicial en el canal CN 4.

Sector Central

Dentro del Sector Central los canales abarcan un área total de 534.22 km². Los canales más significativos dentro de este sector se han denominado CN 5, CN 6, CN7, CN8 y CN 9 (Fig. 3.55) y suman un área total de 521.46 km². Los canales 5, 6, 7 y 8 forman un gran complejo con una extensión de 494.98 km². Este complejo puede dividirse en tres tramos (Fig. 3.56); el primer tramo corresponde al CN 5, en el segundo tramo se produce la confluencia de este con CN 6 y finalmente los canales CN 7 y CN 8 se unen en conjunto como tributarios en este segundo tramo. Este complejo de canales se ubica en el límite con el Sector Meridional.

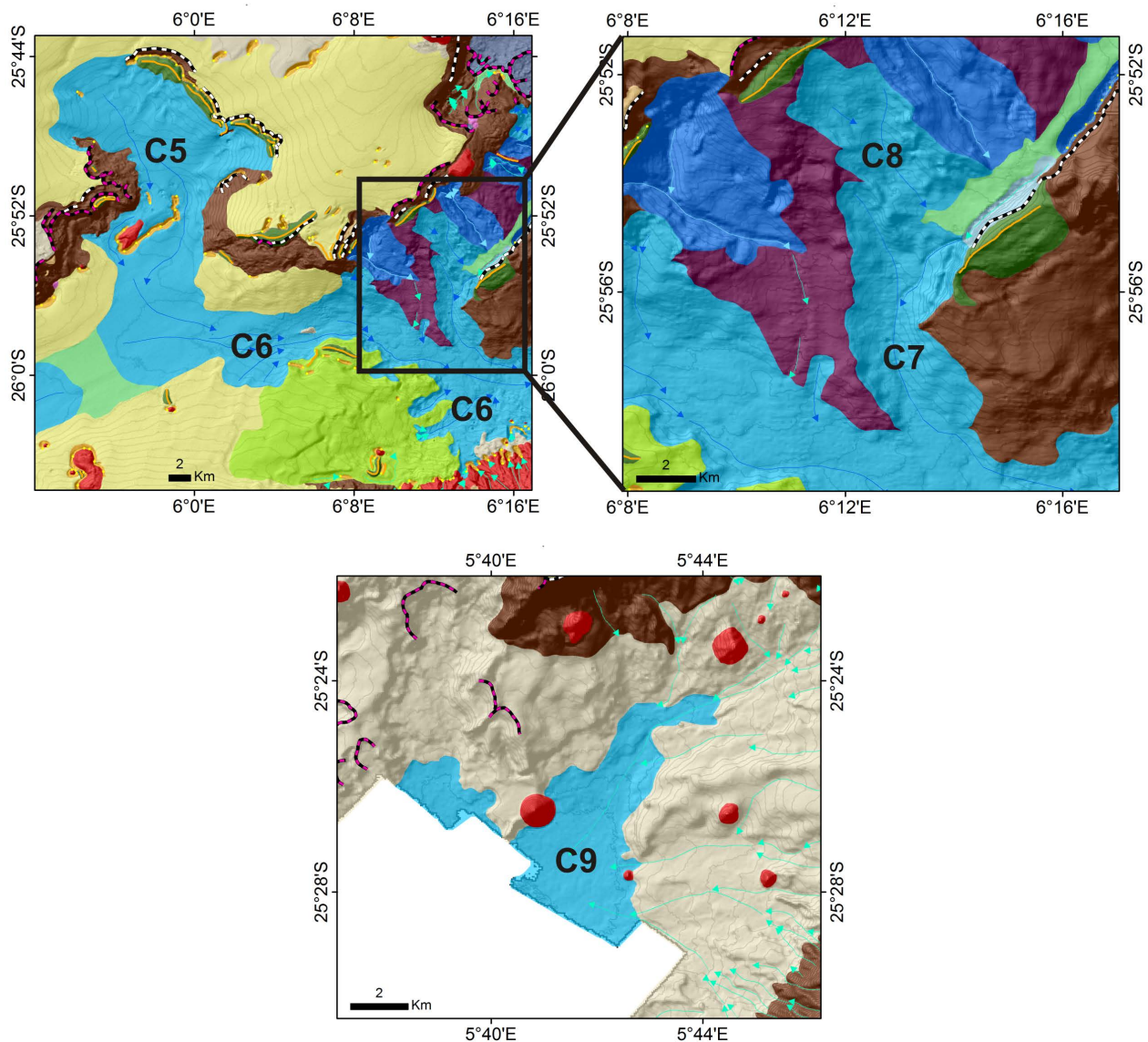


Figura 3.55. Ubicación de los principales canales del Sector Central CN 5, CN 6, CN 7, CN 8 y CN 9.

El primer tramo del complejo de canales (CN 5) discurre a lo largo de 25.8 km con una dirección NNW-SSE, la profundidad mínima registrada es 1184.73 m y la máxima de 1653.98 m, con una diferencia de cota de 469.25 m. La pendiente media es de 10.58° y los valores de curvatura tienen un mínimo de -21.51 y un máximo de 7.49. La reflectividad tiene un valor medio de -47.77, donde su mínimo es -52.67 y máximo de -37.01.

El segundo tramo del complejo (CN 6) discurre en su primera etapa en dirección W-E a lo largo de 21.3 km virando a continuación en dirección NW-SE y manteniéndose en esta orientación al menos 17.6 km. Tras este punto no hay datos, por lo que no es posible establecer el trazado y recorrido total del canal. El punto más somero se sitúa en 1540 m y discurre a lo largo de 38.9 km hasta llegar a los 1986.17m, con una diferencia de altura de 46.17 m. El gradiente medio de la pendiente 10.80° y la curvatura oscila entre un mínimo de -10.69 y un máximo de 4.45. El valor medio para la reflectividad en este tramo es de -47.45 db, con un valor mínimo registrado es -54.07 db y máximo de -38.28 db.

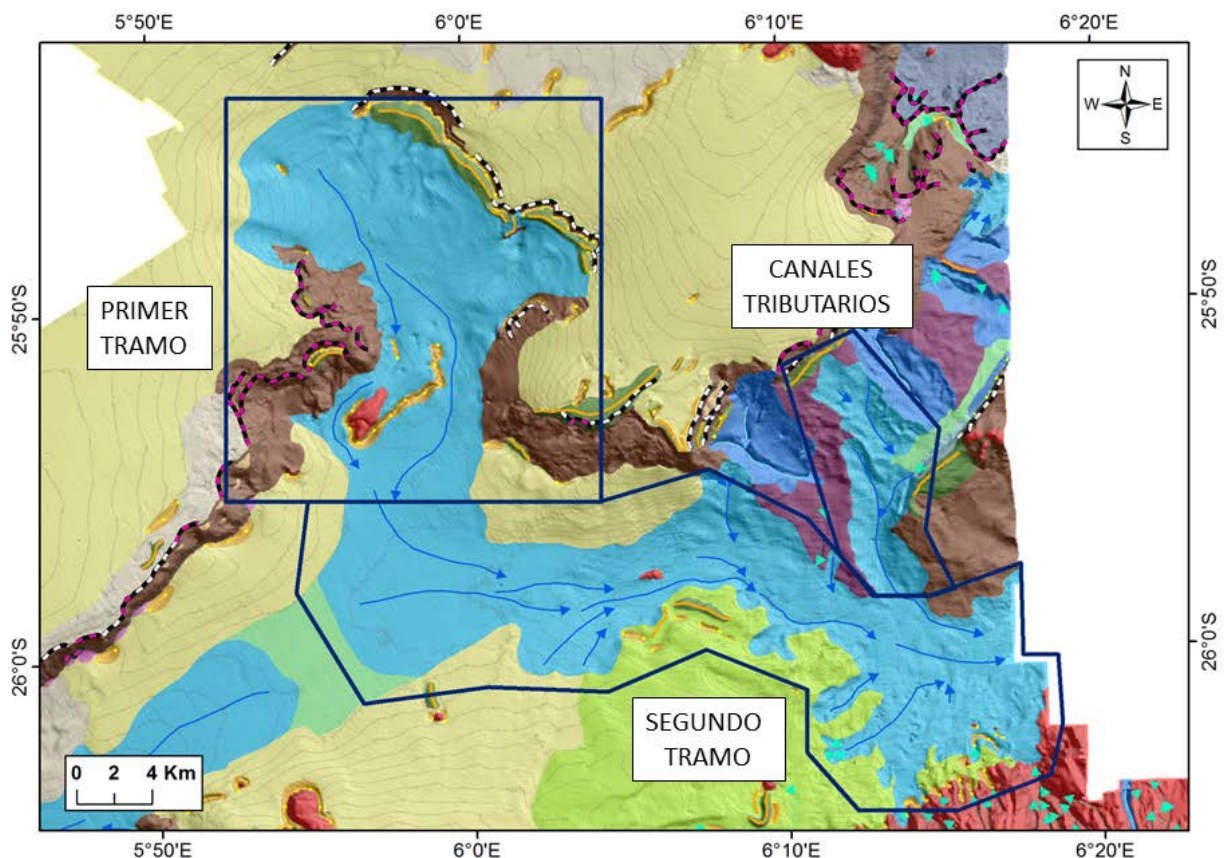


Figura 3.56. División en tramos del complejo de canales.

El canal CN 7 abarca un área de 22.55 km² y discurre NNW-SSE a lo largo de 8.9 km. Su cabecera se establece a una profundidad de 1485 m y en su parte más distal se alcanzan los 1823.76 m, por lo que el desnivel del canal es de 338.76 m. El gradiente medio de la pendiente es de 26.73°, donde la curvatura mínima es de -6.46 y máxima de 2.16. El rango de los valores de reflectividad es de -52.93 db de mínima y -40.32 db de máxima, y la media se sitúa en -47.56 db. Como se ha dicho anteriormente, este canal desemboca en el canal CN 6.

El canal CN 8 tiene su cabecera en 1218.50 m y fluye a lo largo de 6.5 km en dirección NW-SE hasta alcanzar su desembocadura en torno a 1592 m. Este canal se extiende a lo largo de 16.54 km². El valor medio de la pendiente es 25.28° y el rango de la curvatura está entre -1.63 de mínimo y 2.25 de máximo. Los valores de reflectividad varían entre -51.91 db de mínima y -40.70 db de máxima, con una media de -47.85 db. Al igual que CN 7 este canal es afluente de CN 6.

En la figura 3.57 se pueden observar diferentes secciones verticales realizadas a lo largo del complejo de canales. En el tramo inicial presenta una sección asimétrica y el fondo es ligeramente irregular debido a la acumulación de sedimento (PT 1). El segundo tramo de trazado W-E, muestra un canal más angosto y profundo (PT 2), mientras que el tercer tramo de trazado NW-SE exhibe un fondo del canal muy irregular debido a la acumulación de sedimentos en su margen septentrional (PT 3). En la parte distal, el fondo del canal presenta una topografía aplacerada en una sección de más de 2000 m de longitud (PT 4). El canal CN 7 adquiere aguas abajo una sección con morfología en “U” tal como se aprecia en el perfil PT 5. Los perfiles topográficos de los tramos iniciales de los canales tributarios CN 7 y CN 8 se muestran en el perfil PT 6 destacando la morfología irregular de los canales.

El canal CN 9 se localiza en la parte occidental del Sector Central y dado que su cartografía es incompleta no se describe.

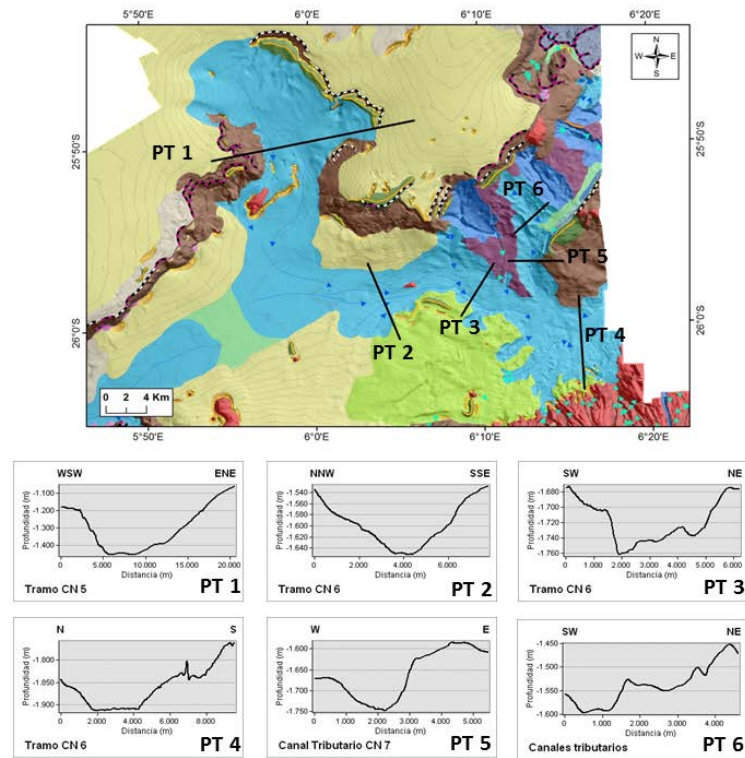


Figura 3.57. Localización de los diferentes perfiles topográficos realizados a lo largo del complejo de canales.

Sector Meridional-Zona Oeste

En esta zona se localiza el canal CN 10 (Fig. 3.58A) que discurre con dirección NE-SW según un trazado rectilíneo (Fig. 3.58C). En el cauce principal desembocan dos pequeños afluentes, el primer canal de dirección SE-NW tributa por la margen meridional del tramo principal, mientras que el segundo canal tributario discurre NNE-SSW y desemboca en la margen septentrional. El canal CN 10 junto con sus canales tributarios ocupan un área de 137.23 km².

La cabecera del canal CN 10 se ubica a una profundidad de 1549.24 m y llega a alcanzar 1959.19 m en su tramo final, dando lugar a una diferencia de altura de 409.95 m. El gradiente medio de la pendiente es de 6.24° (Fig. 3.58B). El rango de la curvatura para este canal es de -2.86 de mínima y máxima de 1.53. El

valor medio de la reflectividad es de -47.0 db, con una mínima de -51.65 db y una máxima de -38.67 db. A lo largo del trazado, el ancho del cauce pasa de 5900 m a 417 m en su parte más angosta (Fig. 3.58D, PT 1, PT 2 y PT 3). El estrechamiento del cauce se debe a la acumulación de sedimento en la margen septentrional del cauce, como puede apreciarse en el perfil topográfico PT 2 (Fig. 3.58D).

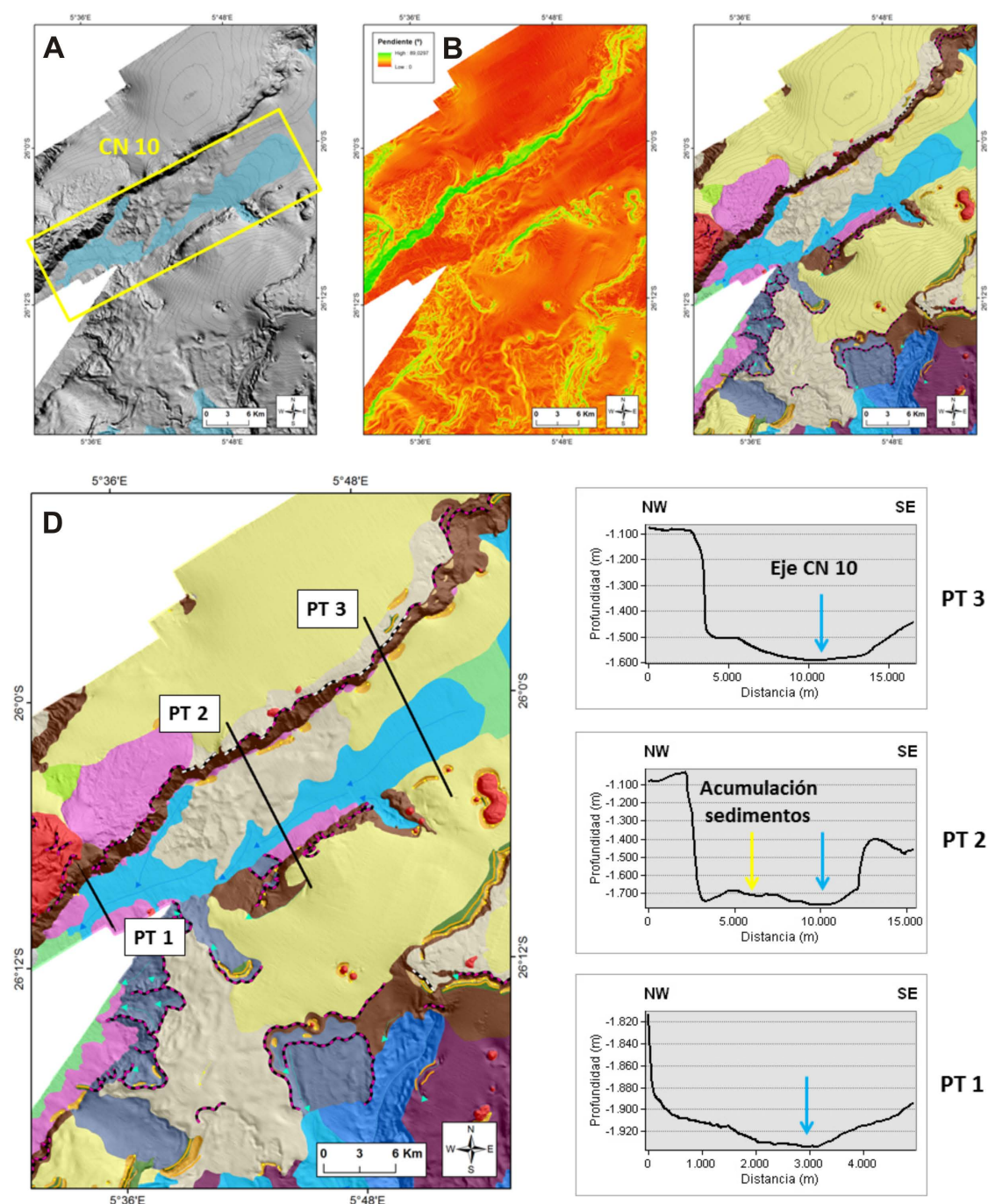


Figura 3.58. **A**, MDT de iluminación con una exageración vertical de 6, donde se muestra la ubicación del canal CN 10. **B**, MDT de pendiente de la zona donde se localiza el CN 10. **C**, Modelo digital del terreno mostrando los diferentes elementos morfo-sedimentarios y morfo-estructural, con curva de nivel cada 20 m. **D**, localización de los perfiles topográficos PT 1, PT 2 y PT 3, junto con la representación de los mismos.

Sector Meridional-Zona Este

En la Zona E se han identificado los canales CN 11, CN 12, CN 13, CN 14, CN 15, CN 16 y CN 17 que abarcan una superficie de 254.46 km². Los canales CN 11, 12, 13 y 14 se localizan en la mitad occidental de esta zona, mientras que los canales CN 15, 16 y 17 se ubican en la mitad oriental (Fig. 3.59).

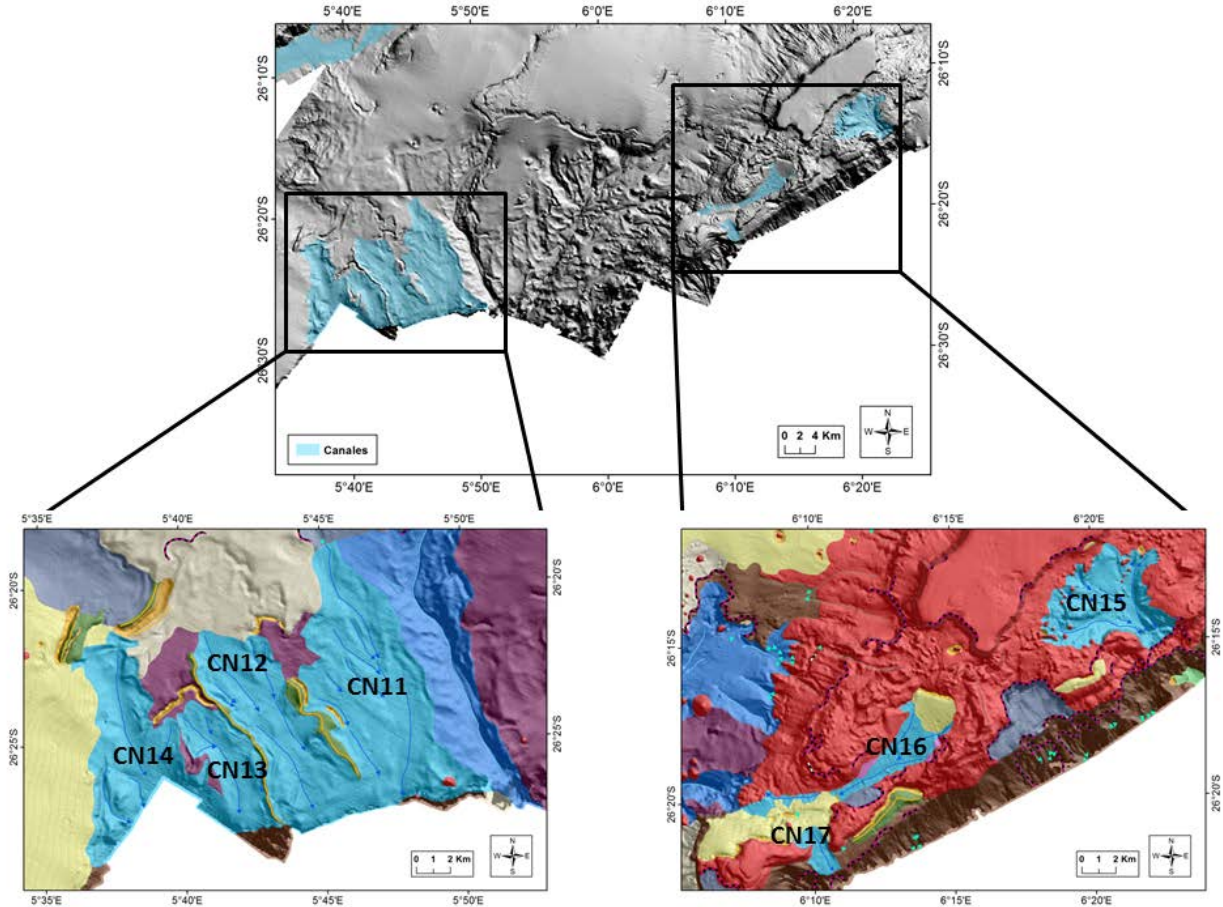


Figura 3.59. Localización de los canales en el Sector Meridional-Zona este.

Los canales CN 11, 12, 13 y 14 se disponen de forma contigua separados por áreas inter-canal o por crestas, y discurren NNW-SSE.

El canal CN 11 abarca un área de 82.1 km² y su flujo discurre en dirección NW-SE a lo largo de 15.7 km, desde la profundidad de 1666.28 m en su zona más somera, hasta la isobata de 2295.0 m que se alcanza en su zona más distal. Este canal llega a alcanzar una anchura máxima de 7.4 km y presenta un fondo bastante irregular debido a la presencia de una gran acumulación de sedimentos. Presenta un gradiente medio de pendiente de 17.33° y los valores de la curvatura son de -10.86 de mínima y 4.26 de máxima. El

valor medio de la reflectividad es de -47.08 db, siendo su valor mínimo de -52.42 db y el máximo de -39.43 db.

El canal CN 12 fluye NW-SE a lo largo de 13.5 km desde 1708.33 m de profundidad hasta 2285.80 m. Este canal abarca un área de 53.23 km², con una anchura máxima de 5.3 km y se halla situado entre dos crestas que llegan a alcanzar 40 m de altura. Debido a la acumulación de sedimentos en el lecho del canal, este presenta una sección asimétrica (Fig. 3.60). El gradiente medio de la pendiente es 18.76° y los valores de curvatura son -4.03 de mínima y 2.69 de máxima. La reflectividad tiene un valor mínimo de -53.31 db y máximo de -40.19 db, con un valor medio de -47.12 db.

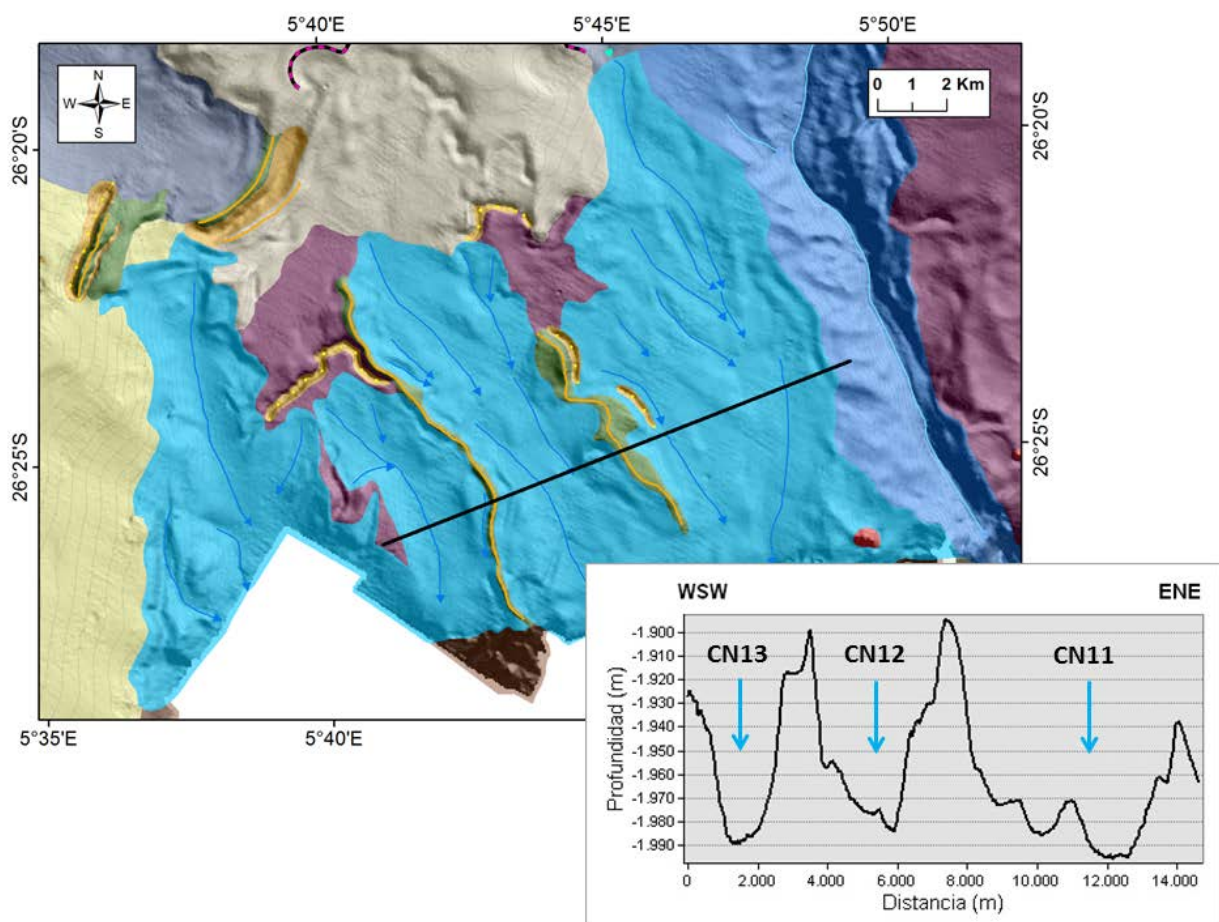


Figura 3.60. Localización del perfil topográfico de los canales CN 11, 12 y 13.

El canal CN 12 se extiende a lo largo de 21.67 km² en una dirección NW-SE, siendo de menor dimensión y más angosto que los canales CN 11 y CN 13. Su trazado discurre NNW-SSW a lo largo de 8.5 km y su anchura máxima es de 3.3 km. En una sección transversal este canal presenta una morfología en “U” (Fig. 3.60). El gradiente medio de la pendiente es 21.6° y los valores de curvatura se encuentran entre -3.77

de mínima y 2.3 de máxima. El valor medio de la reflectividad es -47.10 db, presentando un valor mínimo de -51.78 db y máximo de -37.27 db.

Dentro de los canales que se localizan en la mitad oriental el más representativo es el canal CN 15, que se emplaza en la parte más oriental del sector sobre un área volcánica. El CN 15 abarca un área de 29.96 km², y se localizan entre las profundidades de 510.17 m y 1095.62 m, siendo el desnivel de 585.45 m. Este canal tiene una morfología tipo embudo, con una cabecera muy ancha, 7.18 km, que da paso a un estrechamiento donde el canal reduce su anchura a 2.3 km y de 7.76 km de longitud de trazado (Fig. 3.61). En su cabecera los aportes proceden tanto de flujos que discurren N-S, como W-E (Fig. 3.61, PT 1). El gradiente medio de la pendiente es 32.22° y los valores de curvatura están en -6.43 de mínima y 5.4 de máxima. El valor medio de la reflectividad para este canal es -45.86 db, mientras que su valor mínimo es -53.05 db y su máximo es -34.85 db. En la Figura 3.61 se aprecia la diversidad de orientaciones en los aportes y la complejidad del fondo en todo su recorrido (perfiles PT 1 y PT 2 en la fig. 3.61).

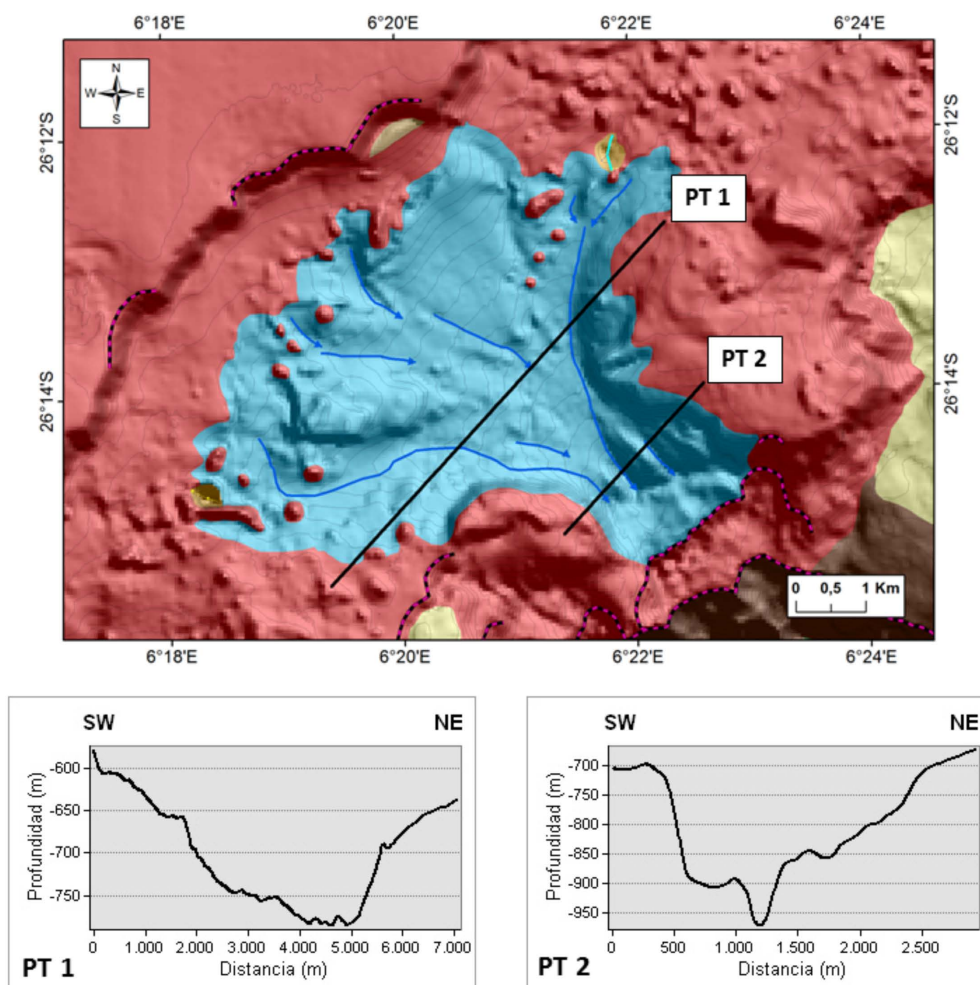


Figura 3.61. Localización de los perfiles topográficos PT 1 y PT 2 realizados a lo largo del canal CN 15.

Sector Meridional-Zona Sur

En la parte suroccidental de la Zona Sur se localiza el canal CN 18 que abarca un área de 4.32 km² (Fig. 3.62A). Este canal discurre a lo largo de 6.56 km de NE a SW con un trazado ligeramente sinuoso. La profundidad más somera registrada es de 1782.02 m y llegando a 2060.78 m de profundidad en su tramo distal, lo que supone un desnivel de 278.76 m.

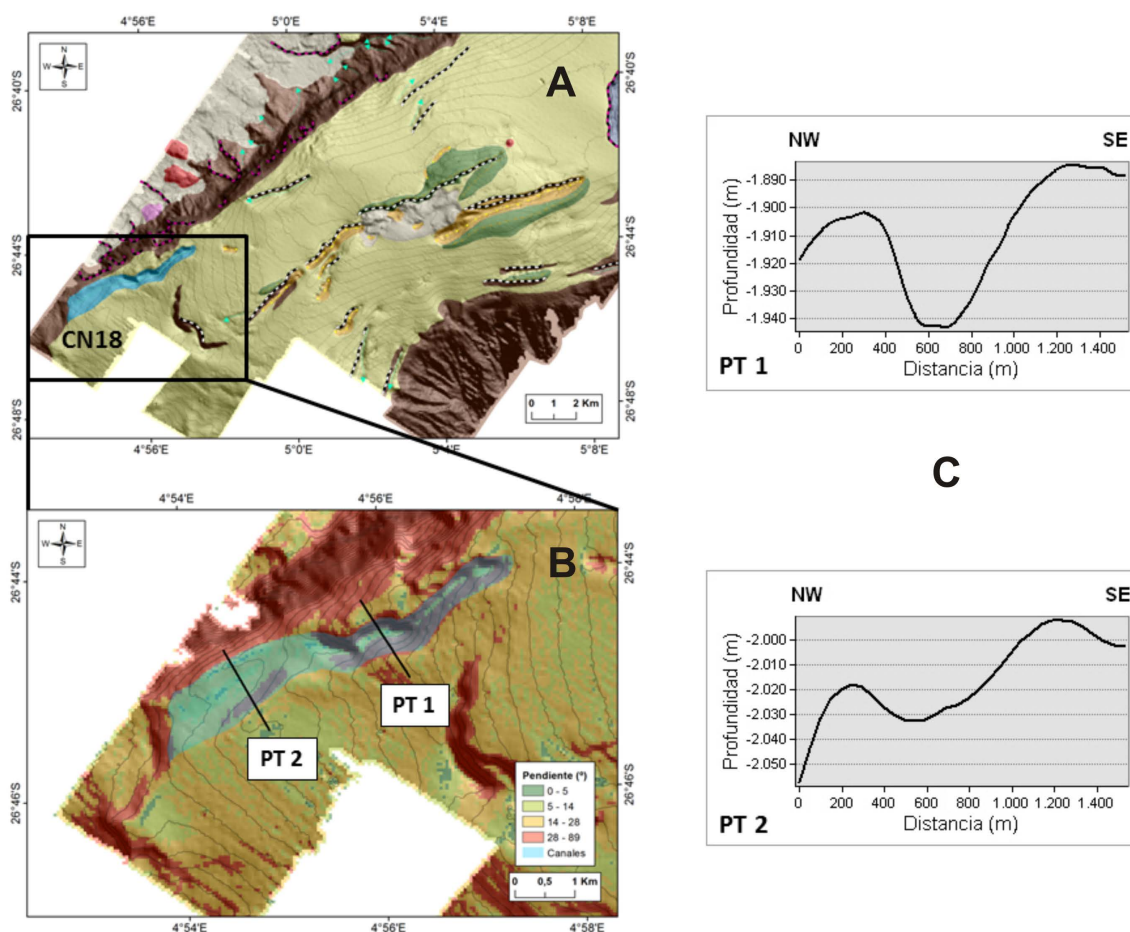


Figura 3.62. **A**, Ubicación del canal CN 18 localizado en el Sector Meridional-Zona Sur. **B**, Modelo digital de la pendiente con la localización de los perfiles topográficos PT 1 y PT 2 realizados a lo largo del canal CN 15. **C**, Representación de las secciones verticales de los perfiles PT 1 y PT 2 del canal CN 15.

El gradiente medio de la pendiente es 26.18 °, llegando a alcanzar 67.47° (Fig. 3.62B). Este canal presenta en su primera mitad una sección transversal con morfología en “U” con una anchura de 580.66 m (Fig. 3.62C, PT 1), mientras que en su tramo final la sección es menos profunda y angosta, duplicándose casi (1044 m) la anchura del canal (Fig. 3.62C, PT 2). El valor mínimo de la curvatura es -1.90 y su valor

máximo llega hasta 1.77. El valor medio de la reflectividad es -46.15 db, con un registro mínimo a -49.74 db y máximo de -39.05 db.

3.2.5 Crestas

En la zona de trabajo se localizan estructuras convexas de morfología elongada y relieve positivo, con diferentes direcciones de lineación y con una amplia diversidad de tamaños. A este tipo de morfologías las denominaremos crestas.

Las crestas se localizan a lo largo de toda la zona de estudio, ocupando un área de 212.96 km² y una distancia lineal de 378,59 km, constituyendo el 1.32 % de las morfologías que se encuentran en la zona de estudio (Fig. 3.63).

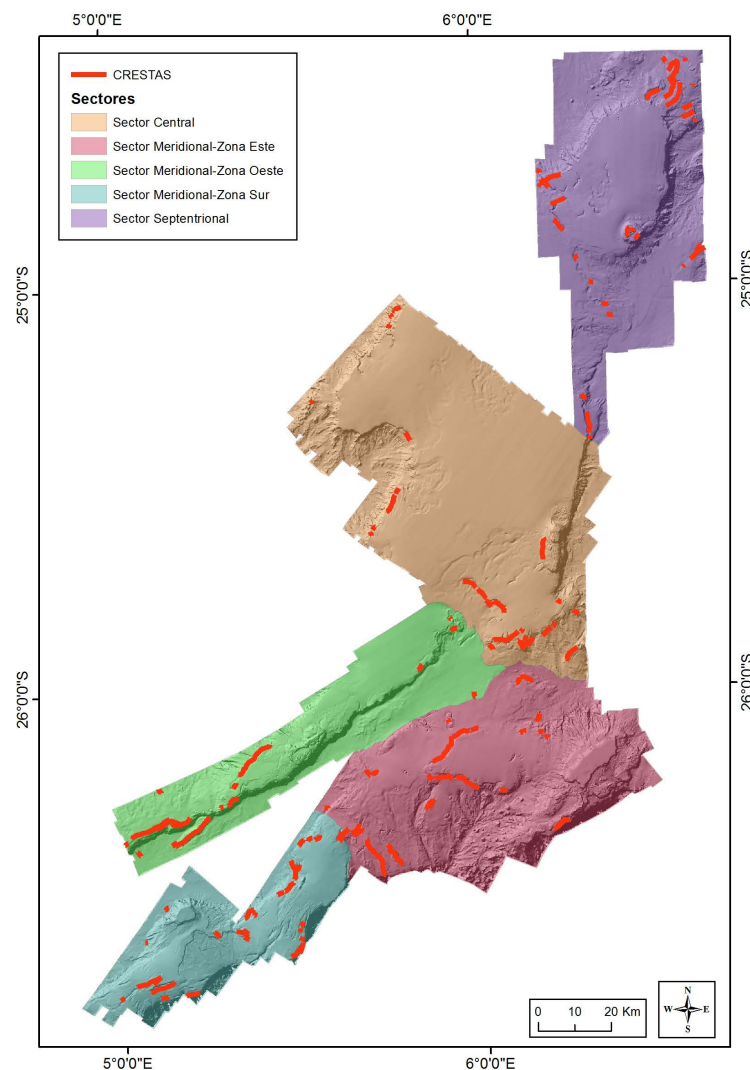


Figura 3.63. Mapa de localización de las crestas.

Las dimensiones de este tipo de morfologías se encuentran entre los 12622,33 m x 3015.89 m x 420 m (longitud x anchura x altura), que se corresponde con la cresta de mayor tamaño localizada en el Sector Meridional Zona Oeste (Fig. 3.64B) y la cresta más pequeña, localizada en el Sector Septentrional, cuyas dimensiones son 518.30 m x 223.69m x 14 m (longitud x anchura x altura). La longitud media de las crestas es de 2704.23 m y como puede observarse en la Figura 3.65, la mayor parte de las mismas tiene una longitud inferior a 4000 m. La altura máxima sobre su emplazamiento se sitúa en 420 m mientras que la mínima es de 4 m, con una media de 41.70 m.

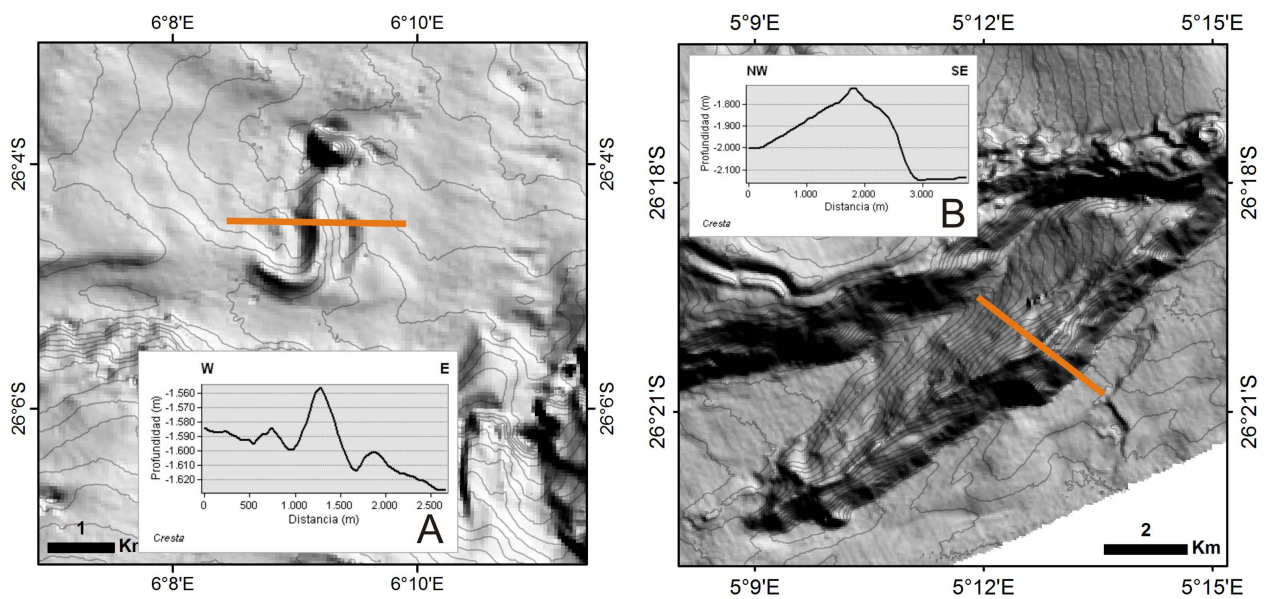


Figura 3.64. Ejemplos de crestas con sección vertical de carácter simétrico (A) y de perfil asimétrico (B).

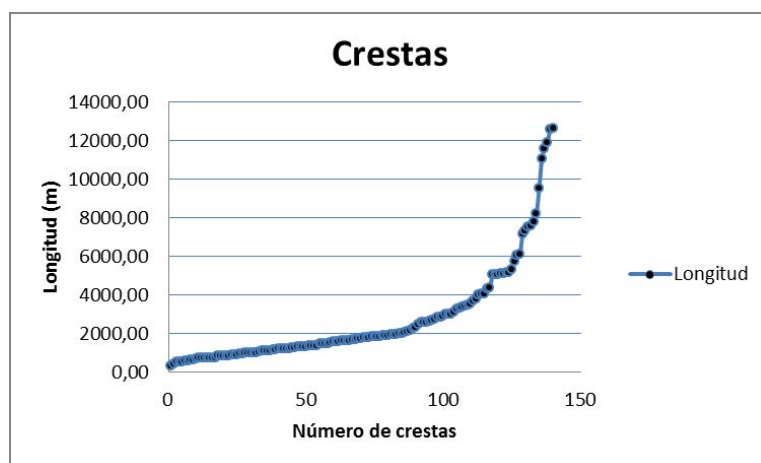


Figura 3.65. Gráfico con la relación del número de crestas y la longitud de estas.

Este tipo de morfología se localiza en un amplio margen de profundidades, correspondientes a valores entre los 2388.79 m y los 796.81 m, con una media de 1472.66 m. El gradiente de pendiente oscila entre los 0.13° y los 82.70° , con una media de 26.47° . Los datos de reflectividad dan una media de -46.30 db, siendo su máximo de -34.85 db y su mínimo de -54.20 db. La curvatura máxima está en 6.68 y la mínima en -7.51, con una curvatura media de 0.03. En general, el perfil topográfico de las crestas presenta un carácter simétrico (Fig. 3.64A), siendo menos habitual las crestas de perfil asimétrico (Fig. 3.64B).

Este tipo de morfología puede observarse dentro de un amplio espectro de localizaciones y de ambientes (Fig. 3.66):

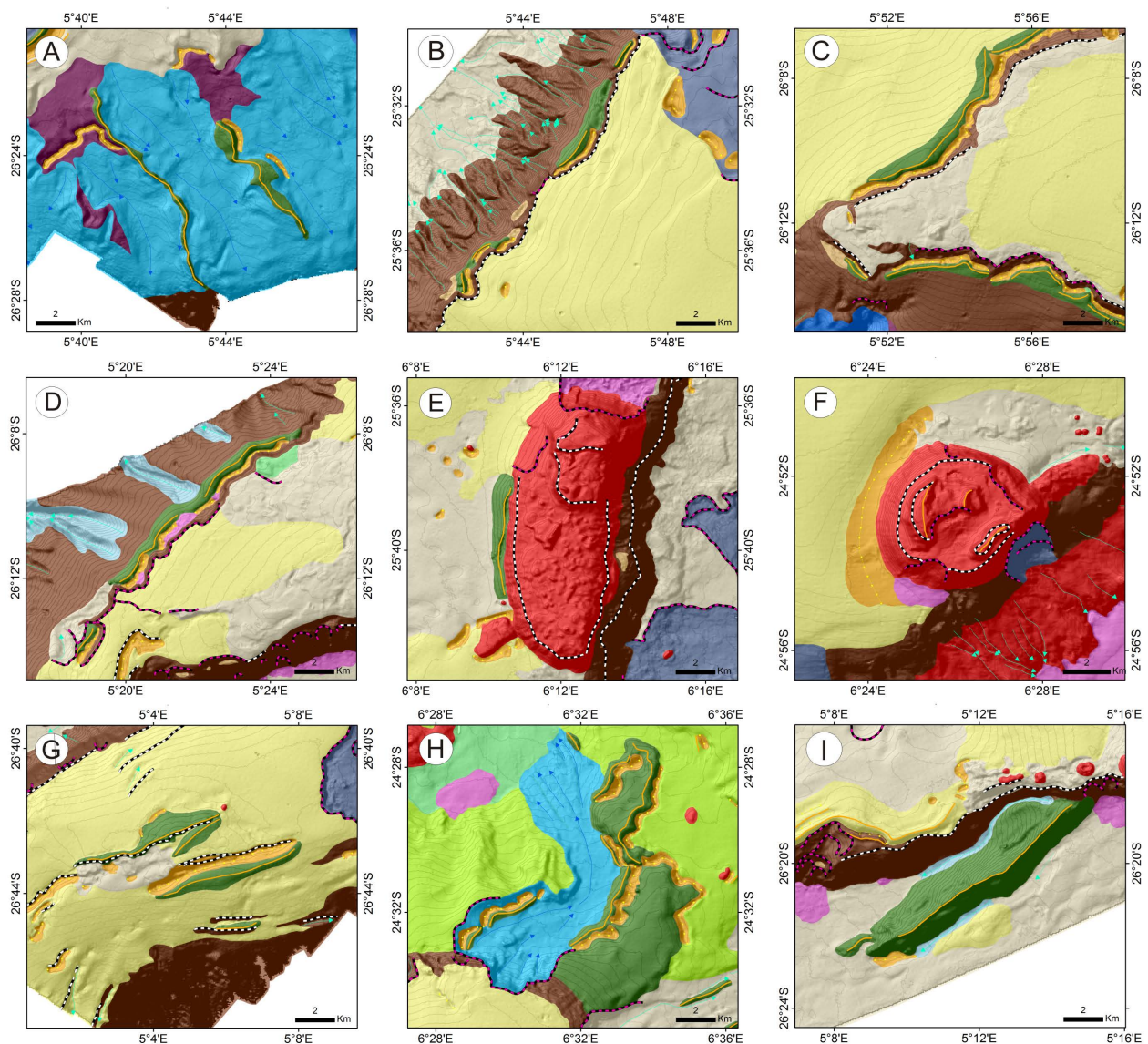


Figura 3.66. Localización de los diferentes tipos de crestas identificadas dentro del Banco de Valdivia.

- En áreas de canales y/o cañones, haciendo la función de diques o de áreas inter-cañón (Fig. 3.66A). Estas se disponen perpendicularmente a las isobatas.
- En zonas de ruptura del talud, dispuestas paralelamente al escarpe del talud (Fig. 3.66). Estas crestas presentan normalmente una depresión dispuesta paralela a la zona de ruptura del talud (Figs. 3.66B, 3.66C y 3.66D).
- Un pequeño número de crestas aparecen adosadas a afloramientos volcánicos, como pueden ser montes submarinos (Fig. 3.66E).
- Formando parte de estructuras volcánicas (Fig. 3.66F).
- En áreas de *drift*, pudiendo tener adosadas depresiones o surcos (Fig. 3.66G). En este caso las crestas se disponen paralela u oblicuamente a las isobatas.
- En el interior de canales o deslizamientos, dispuestos paralelamente a los escarpes que conforman los límites de dichas estructuras. Al igual que las crestas localizadas en zonas de ruptura de talud, estas también pueden presentar depresiones adosadas (Fig. 3.66H).
- Crestas producto del desplome de taludes con una pendiente muy alta (Fig. 3.66I).

3.2.6 Depresiones

Los surcos o zonas deprimidas respecto al relieve colindante, se localizan a lo largo de todos los sectores estudiados y ocupan un área de 236.11 km², representando un 1.47 % del total de las morfologías identificadas. El rango de profundidad en el que aparecen es bastante amplio, de 532.14 m a 2245.78 m. Los surcos tienen una pendiente media de 33.9°, con un rango que se extiende desde 0° que se alcanzan en los ejes de algunos surcos de fondo plano, hasta los 84.3° que se dan en las paredes más abruptas de estas depresiones. Las depresiones se distribuyen a lo largo de todo el Banco de Valdivia (Fig. 3.67).

La longitud media de estos surcos es de 1695.92 m, con una longitud mínima de 91 m y máxima de 14255 m. Linealmente, los surcos se extienden una distancia de 569.83 km. Estas depresiones se orientan principalmente en una dirección WSW-ENE, aunque se pueden observar direcciones que van desde los 180.17° hasta los 359.78°. La curvatura media para las depresiones es de -6.79, siendo el valor más bajo de -10.76 y el más alto de 6.00. Los valores de reflectividad están en un rango que va desde los -55.47 db a los -32.43 db, con un valor medio de -46.25 db.

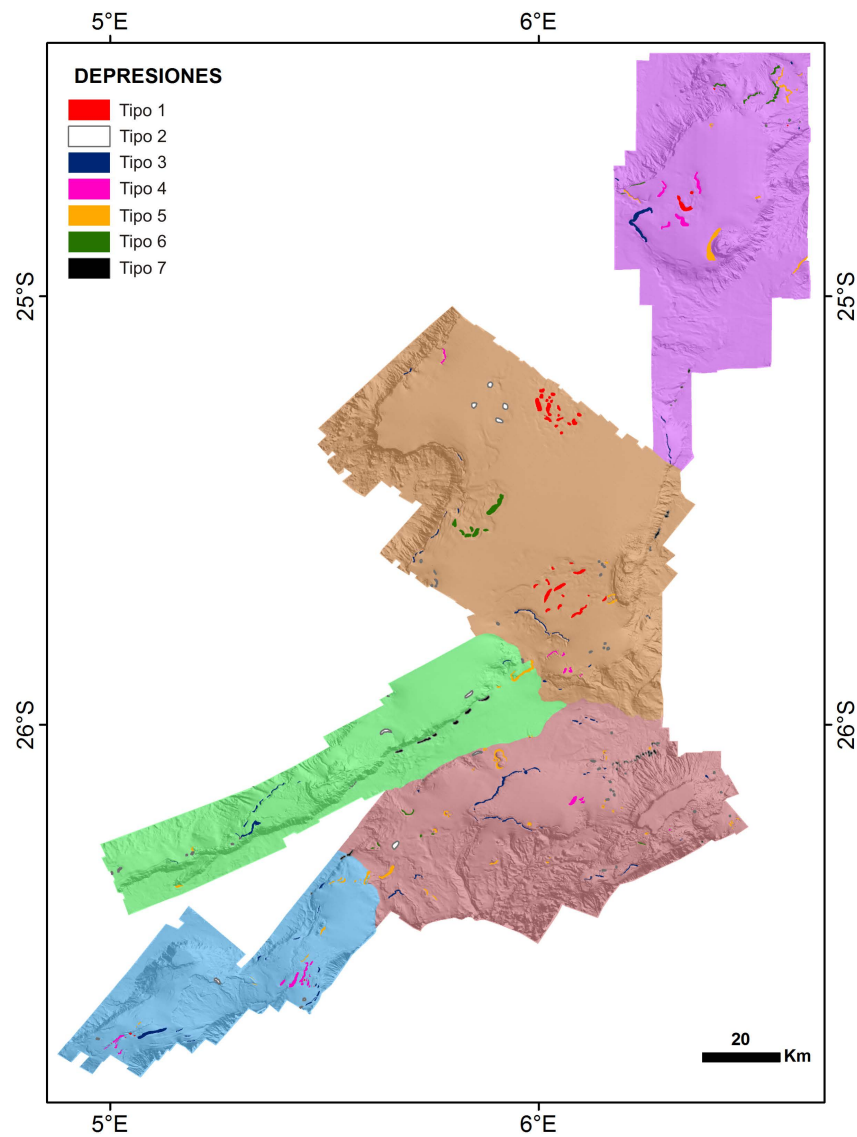


Figura 3.67. Localización de las depresiones a lo largo del Banco de Valdivia, incluyendo las distintas tipologías identificadas.

En función de la morfología y su localización, los surcos se han podido clasificar en 7 clases (Fig. 3.67):

- Los surcos de tipo 1 presentan morfologías que varían de circulares a elongadas, y se encuentran concentrados en una misma área.
- Los surcos de tipo 2 se encuentran aislados y tienen morfologías circulares, elongadas e irregulares.

- Los surcos de tipo 3 se caracterizan por mostrar una morfología elongada y se localizan en el talud, con una disposición paralelamente a las isobatas.
- Los surcos de tipo 4 son depresiones con fondos más o menos planos, dispuestas paralela u oblicuamente a las isobatas.
- Los surcos de tipo 5 se presentan como depresiones marginales, generadas por la presencia de un obstáculo.
- Los surcos de tipo 6 se encuentran asociados con canales y deslizamientos. Estas depresiones de morfología elongada se disponen paralelas a estas morfologías.
- Los surcos de tipo 7 presentan morfologías elongadas o irregulares que se dan al pie de laderas.

3.2.6.1 Surcos de tipo 1

Se corresponden con depresiones de morfología circular a elongada que se encuentran concentrados en una misma área. Estas depresiones se extienden a lo largo de un área de 40.68 Km², constituyendo el 32.40 % del total de los surcos, y se localizan principalmente en el Sector Central de la dorsal, y en menor proporción en el Sector Septentrional y Meridional (Fig.3.67).

Estas depresiones aparecen en profundidades medias de 1083.71m, situándose entre los valores de 995.62 m y 1689.69 m. Los surcos alcanzan alturas entre 2.45 m y 110.02 m, siendo la altura media de 32 m. La media del gradiente de pendiente se sitúa en 19.43°, mientras que el mínimo es de 0.18° y se localiza en las zonas de eje de las depresiones, mientras que los valores más altos los encontramos en las laderas de éstas, con valores máximos de 71.18°. Los datos de reflectividad muestran que los surcos están comprendidos entre valores de -55.09 db y -35.74 db, teniendo una media de -47.28 db. El intervalo para los datos de curvatura está entre 2.11 de máximo y de -2.39 de mínimo.

Este tipo de surcos se localizan sobre superficies irregulares principalmente en acumulaciones de sedimento tipo *drift* (Fig.6.68). Su morfología es amplia, pudiéndose encontrar depresiones semicirculares simples (Fig. 3.68A), depresiones elongadas constituidas por un solo surco (Fig. 3.68B) o por la unión de varios surcos formando una morfología elongada tipo cacahuete (Fig. 3.68C) e incluso

con morfologías irregulares (Fig. 3.68D). La sección transversal de los surcos suele ser en “V” o “U” (Fig. 3.68, línea sísmica 71).

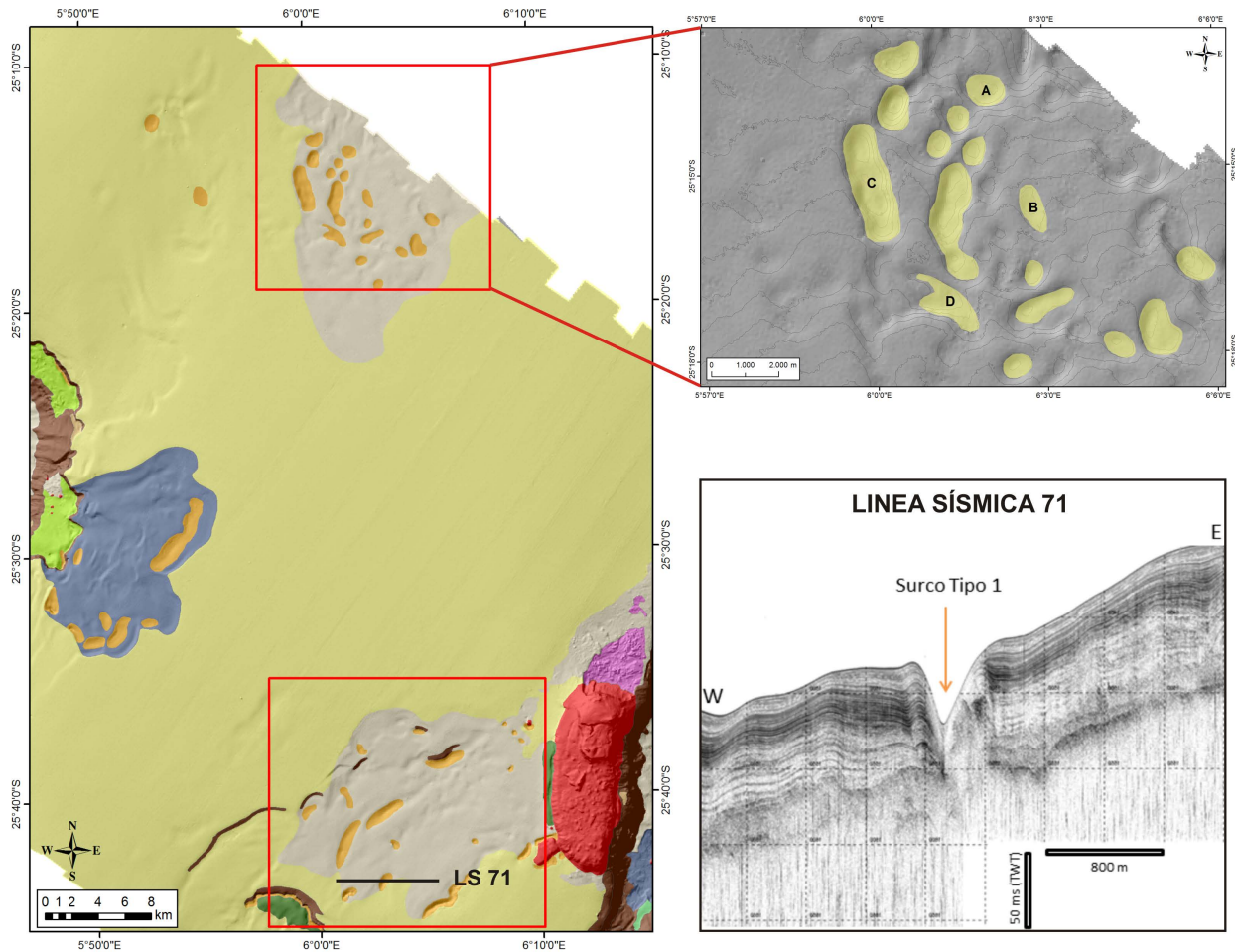


Figura 3.68. Ejemplo de depresiones de tipo 1, ilustrando las diferentes morfologías que presentan y la localización de la línea sísmica 71 que registra un perfil transversal de este tipo de surcos.

Los surcos de tipo 1 tienen unas dimensiones que oscilan entre 319.62 m x 198.43 m (longitud x anchura) que se corresponde con la depresión más pequeña, mientras que el surco más grande alcanza los 5322.03 m x 686.13 m (longitud x anchura).

3.2.6.2 Surcos de tipo 2

Se trata de depresiones aisladas con morfologías circulares, elongadas e irregulares, que se disponen de forma paralela u oblicua a las isobatas. Abarcan un área de 20.13 Km² y conforman el 16.04 % de los surcos. Se ubican a lo largo de todos los sectores de la dorsal, siendo el Sector Norte el que presenta menos depresiones de este tipo (Fig.3.67).

Este tipo de depresiones se localizan entre los 641.19 m y los 1845.41 m, con una profundidad media de 1359.10 m. Los valores de pendiente, con un valor medio de 23.2° , se sitúan entre 72.75° y los 0.23° , localizándose los valores mínimos en los ejes de los surcos y los valores máximos en laderas más abruptas. Los datos de reflectividad muestran que los surcos están comprendidos entre valores de -54.2 db y -36.5 db, teniendo una media de -46.23 db. La curvatura se encuentra entre valores máximos de 2.88 y valores mínimos de -2.69.

El surco de tipo 2 más pequeño mide 255.00 m x 164.72 m (longitud x anchura) mientras que el surco más grande alcanza los 14265.12 m x 11214.55 m (longitud x anchura). La altura de los surcos oscila entre los 9 m y los 30 m, aunque la media está en torno a 15 m. Las secciones verticales muestran perfiles en “V” o en “U” (Fig. 6.69).

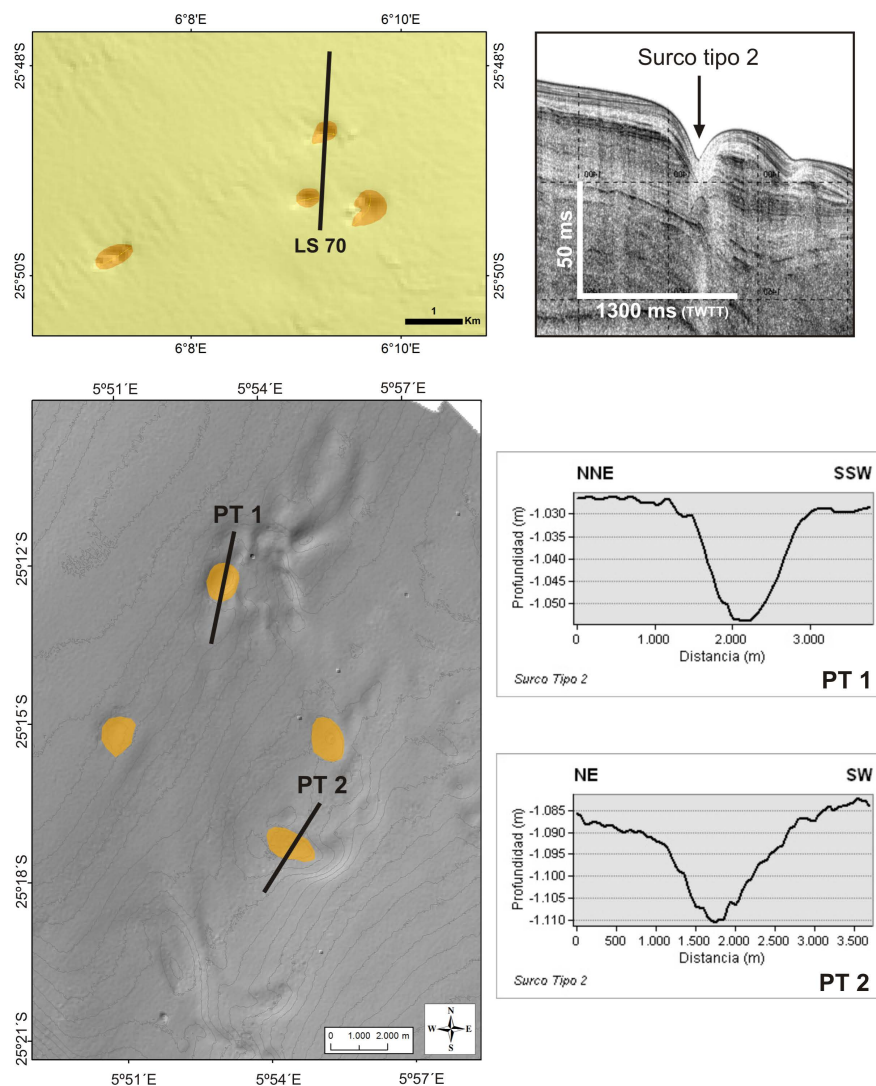


Figura 3.69. Ejemplo de depresiones de tipo 2, ilustrando diferentes secciones transversales.

La morfología en planta de estos surcos es amplia, al igual que los de tipo 1, aunque predominan las formas semicirculares y elongadas, frente a las irregulares (Fig. 3.69). Los surcos semicirculares se encuentran mejor representados en el sector central y meridional oriental, mientras que los surcos elongados se localizan principalmente en el sector meridional occidental.

La mayor parte de los surcos de tipo 2 se localizan en áreas de *drift*, aunque también se localizan en superficies irregulares.

3.2.6.3 Surcos de tipo 3

Se corresponden con depresiones de morfología elongada principalmente, dispuestas, en general, de paralelas a las isobatas y asociadas generalmente a áreas de alta pendiente. Están representados en todos los sectores abarcando un área de 51.79 Km² y conformando el 41.25 % de los surcos (Fig.3.67).

Estas depresiones aparecen a una profundidad media de 1303.55 m, aunque el intervalo se extiende de 661.46 m a 1968.87 m. La media del gradiente de pendiente se sitúa en 33.65°, el mínimo es de 0.25° en las zonas de eje de las depresiones, mientras que los valores más altos los encontramos en las laderas con valores máximos de 84.19°. Los datos de reflectividad varían entre -53.05 db de mínima y -34.08 db de máxima, con una media de -45 db. La curvatura se encuentra entre valores de 4.60 y -7.21.

Las dimensiones de este tipo de surcos oscilan entre 595.39 m x 110.11 m (longitud x anchura) que se corresponde con la depresión más pequeña, y los 14255.34 m x 1197.08 m (longitud x anchura) con el surco más grandes. La altura de los surcos de tipo 3 oscila entre 3.2 m y 120 m, con una media de 21.27 m. Las secciones verticales muestran perfiles en “V” y en “U” (Fig. 3.70, líneas sísmicas LS 72, LS 73 y LS 74).

A estas depresiones pueden asociarse depósitos con morfología de cresta (Fig. 3.70), presentado siempre la misma disposición; laderas con altas pendientes a las que se asocia el surco y tras él una cresta. Los surcos de tipo 3 se localizan principalmente en áreas de *drift*, aunque también podemos encontrarlos sobre superficies irregulares o zonas límite *drift*-superficie irregular.

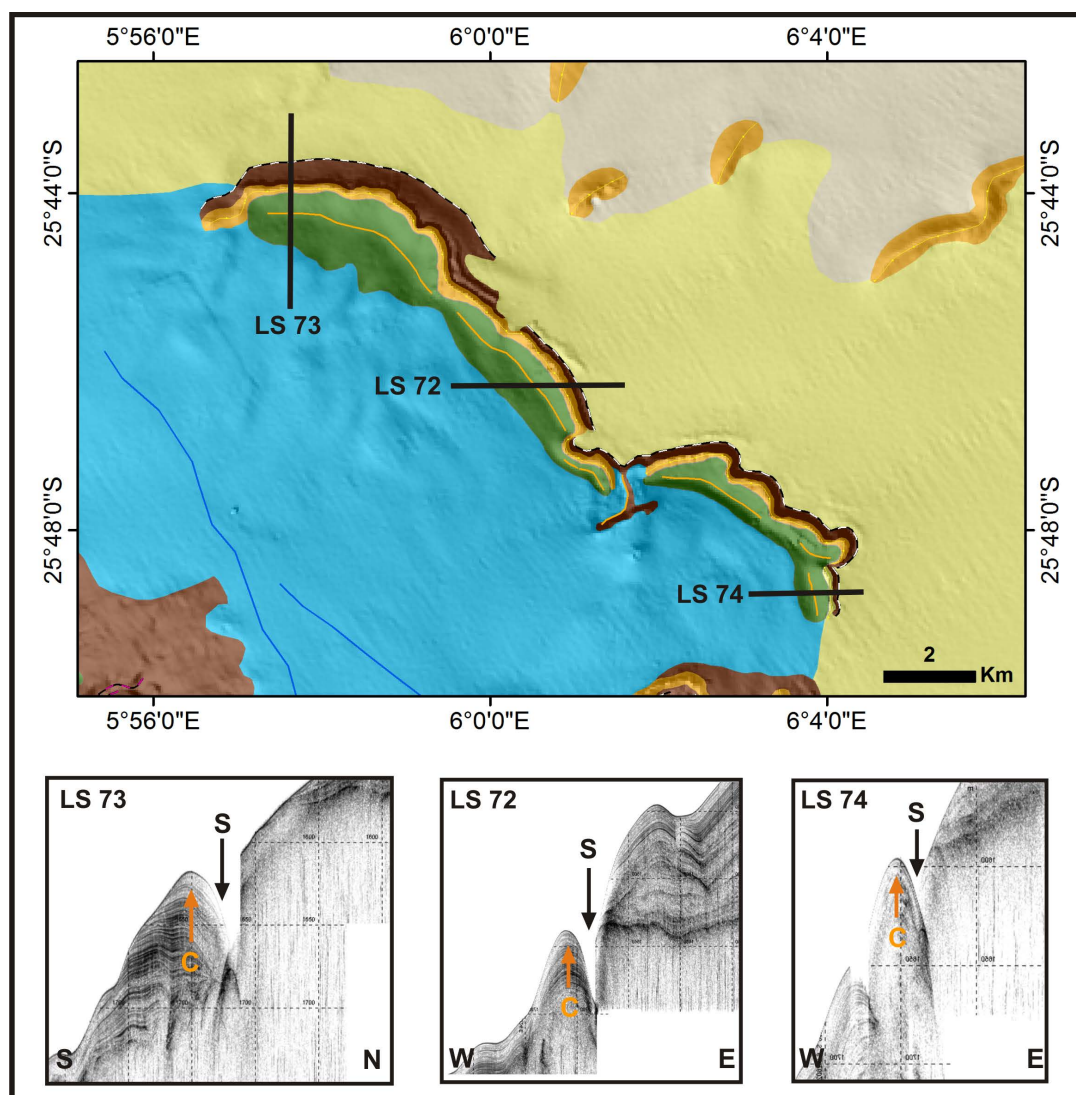


Figura 3.70. Ejemplo de depresiones de tipo 3, ilustrando diferentes secciones transversales de los perfiles sísmicos LS 72, 73 y 74. Las morfologías en crestas aparecen identificadas con una "C" y los surcos con una "S".

3.2.6.4 Surcos de tipo 4

En esta categoría se incluyen surcos con lechos planos, dispuestos paralela u oblicuamente a las isobatas (Fig. 3.71). Este tipo de surcos abarcan un área de 3.67 Km² y conforman el 2.92 % de los surcos. Se localizan en todos los sectores salvo en la Zona Oeste del Sector Meridional (Fig. 3.67).

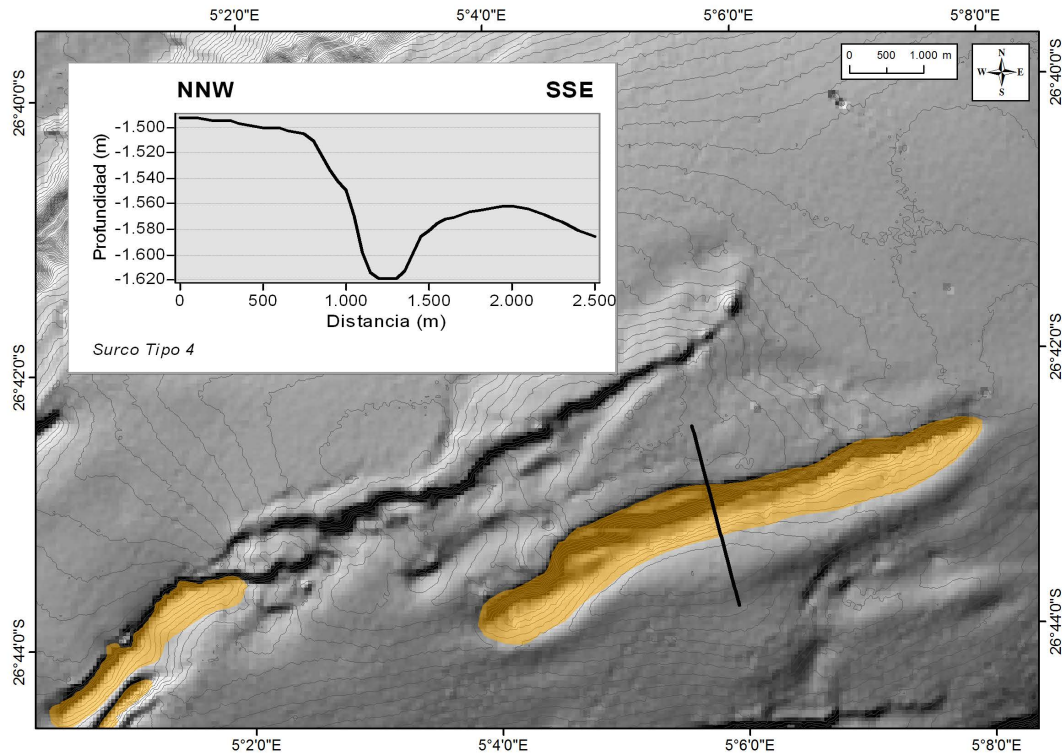


Figura 3.71. Ejemplo de depresión tipo 4, donde se representa un perfil transversal.

Los surcos de tipo 4 se distribuyen entre 526.79 m y los 1769.73 m, siendo la profundidad media de 1292.34 m. La dimensión de estos surcos oscila entre 428.73 m x 258.24 m (longitud x anchura) que se corresponde con la depresión más pequeña y los 7292.13 m x 897.74 m (longitud x anchura) del surco de mayores dimensiones. La profundidad de este tipo de depresiones está entre los 6 m y los 120 m, con una media de altura de 41.19 m.

Las secciones verticales muestran generalmente geometrías en “U” con fondos planos, aunque también existen algunas depresiones con secciones en “V”. En los perfiles se observa que las secciones también son generalmente asimétricas, con una ladera más abrupta que la otra (Fig. 3.71), por lo que el gradiente de pendiente varía bastante dentro de la depresión. En general, la pendiente se sitúa en torno a 36.35° , con una mínima de 0.25° y máxima de 84.70° . Los datos de reflectividad fluctúan entre -55.74 db como mínimo y -32.43 db de máximo, con una media de -45.75 db. La curvatura se encuentra entre valores máximos de 6.01 y valores mínimos de -10.77.

Generalmente los surcos de tipo 4 se localizan en áreas de *drift* y sobre superficies irregulares, aunque también se sitúan en el límite *drift*-laderas.

3.2.6.5 Surcos de tipo 5

Se corresponden con depresiones marginales de morfología elongada, generadas por la presencia de un obstáculo. Estas depresiones se encuentran rodeando el obstáculo, ya sea este de morfología cónica (Fig. 3.72A), irregular (Fig. 3.72B) o lineal (Figs. 3.72C). Se extienden a lo largo de un área de 4.78 Km², constituyendo el 3.80 % del total de los surcos, y se localizan en todas las zonas, aunque aparecen en mayor proporción dentro de la Zona Este del Sector Meridional (Fig.3.67).

Estas depresiones aparecen a una profundidad media de 1677.62 m, aunque el intervalo se extiende entre los 568.16 m y los 2245.78 m. La media del gradiente de pendiente se sitúa en 28.54°, con un valor mínimo de 0.11° en las zonas de eje de las depresiones y máximos de 82.54° en las laderas. La curvatura se encuentra entre valores máximos de 5.03 y valores mínimos de -6.73. Los datos de reflectividad se incluyen entre un mínimo de -53.31 db, un máximo de -35.23 db y una media de -46.02 db.

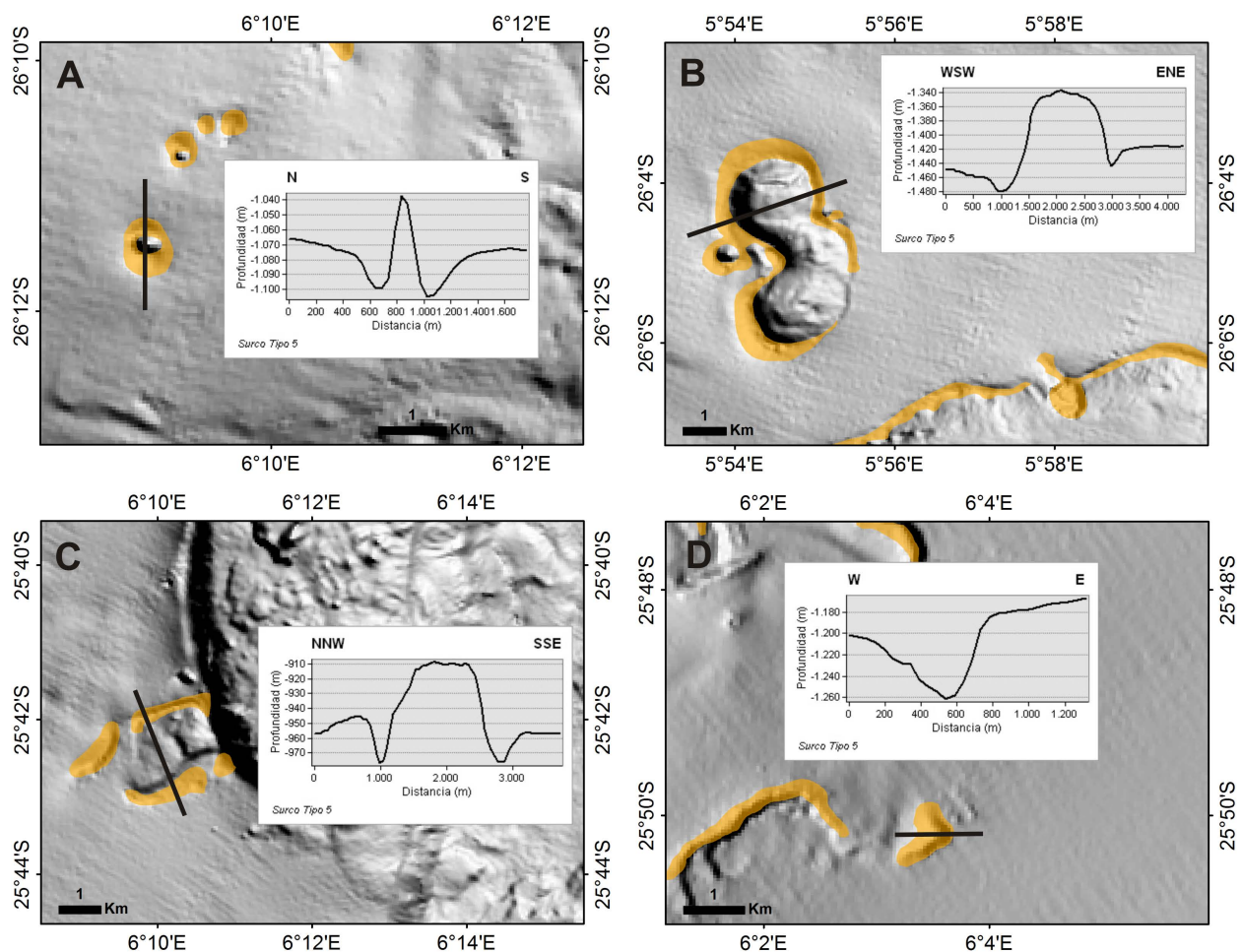


Figura 3.72. Ejemplos de surcos de tipo 3, acompañados de diferentes secciones transversales.

Las dimensiones de este tipo de surcos oscilan entre 375.49 m x 130.80 m (longitud x anchura), que se corresponde con la depresión más pequeña localizada en el Sector Meridional Zona Este, mientras que el surco de mayor tamaño localizado en el Sector Septentrional alcanza 9203.50 m x 1869.50 m (longitud x anchura). Los surcos de tipo 5 tienen alturas que oscilan entre 1.5 m y 60.03 m, con una media de 19.58 m. Las secciones verticales muestran morfologías en “V” y “U”, y se observan perfiles asimétricos (Fig. 3.72D).

3.2.6.6 Surcos de tipo 6

Son depresiones de morfología generalmente elongada y elíptica, aunque pueden presentarse con morfología irregular, que se disponen de manera paralela o perpendicular a las isobatas. Se localizan en el margen interior o exterior de canales y/o deslizamientos y se asocian con estructuras de tipo cresta (Fig. 3.73). Los surcos de tipo 6 abarcan un área de 2.98 Km² y conforman el 2.37 % de los surcos. Estas depresiones se localizan dentro de los sectores Septentrional, Central y Meridional, aunque en este último solo se dan en la Zona Este (Fig.3.67).

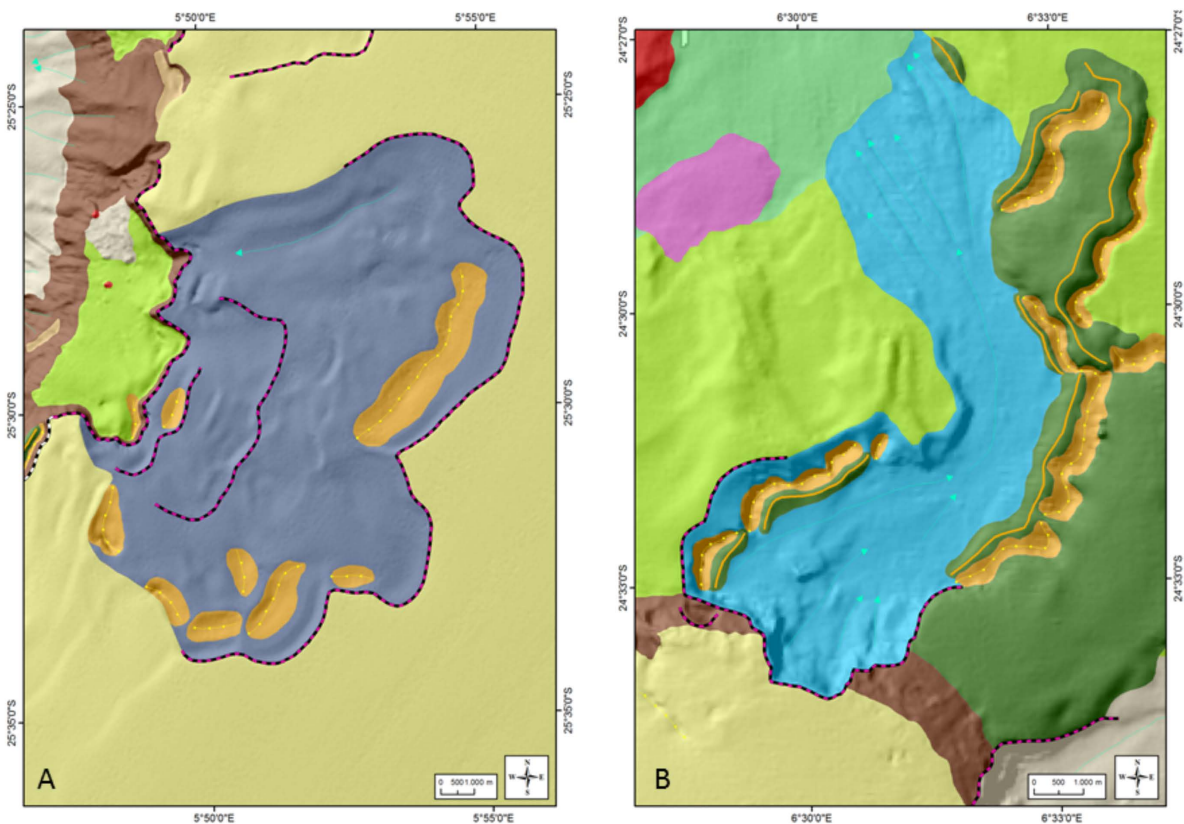


Figura 3.73. Ejemplos de Surcos de Tipo 6. **A**, Surcos que se disponen en el interior de un deslizamiento sin tener adosadas ningún tipo de crestas. **B**, Surcos que se localizan en el interior de un canal, observándose como estos tienen adosadas morfologías de tipo cresta.

Los surcos de tipo 6 se distribuyen entre 658.48 m y los 1740.83 m de profundidad, con una media de 1252.30 m. Las dimensiones oscilan entre 357.41 m x 131.49 m (longitud x anchura) que se corresponde con la depresión más pequeña y los 6531.60 m x 1483.99 m (longitud x anchura) del surco más grande. La profundidad de estas depresiones está entre los 5 m y los 70 m, con una media de altura de 33.21 m.

Las secciones verticales muestran generalmente secciones en “V” aunque en algunos casos se advierte tendencia a geometrías en “U”. Las secciones son generalmente simétricas, aunque se observan algunas asimétricas (Fig. 3.74). Los valores de pendiente se sitúan en torno a 26.94° , con una mínima de 0.18° y máxima de 76.32° . Los datos de reflectividad fluctúan entre -52.93 db como mínimo y -35.48 db de máximo, con una media de -47.03 db. La curvatura se encuentra entre valores máximos de 3.25 y valores mínimos de -4.82.

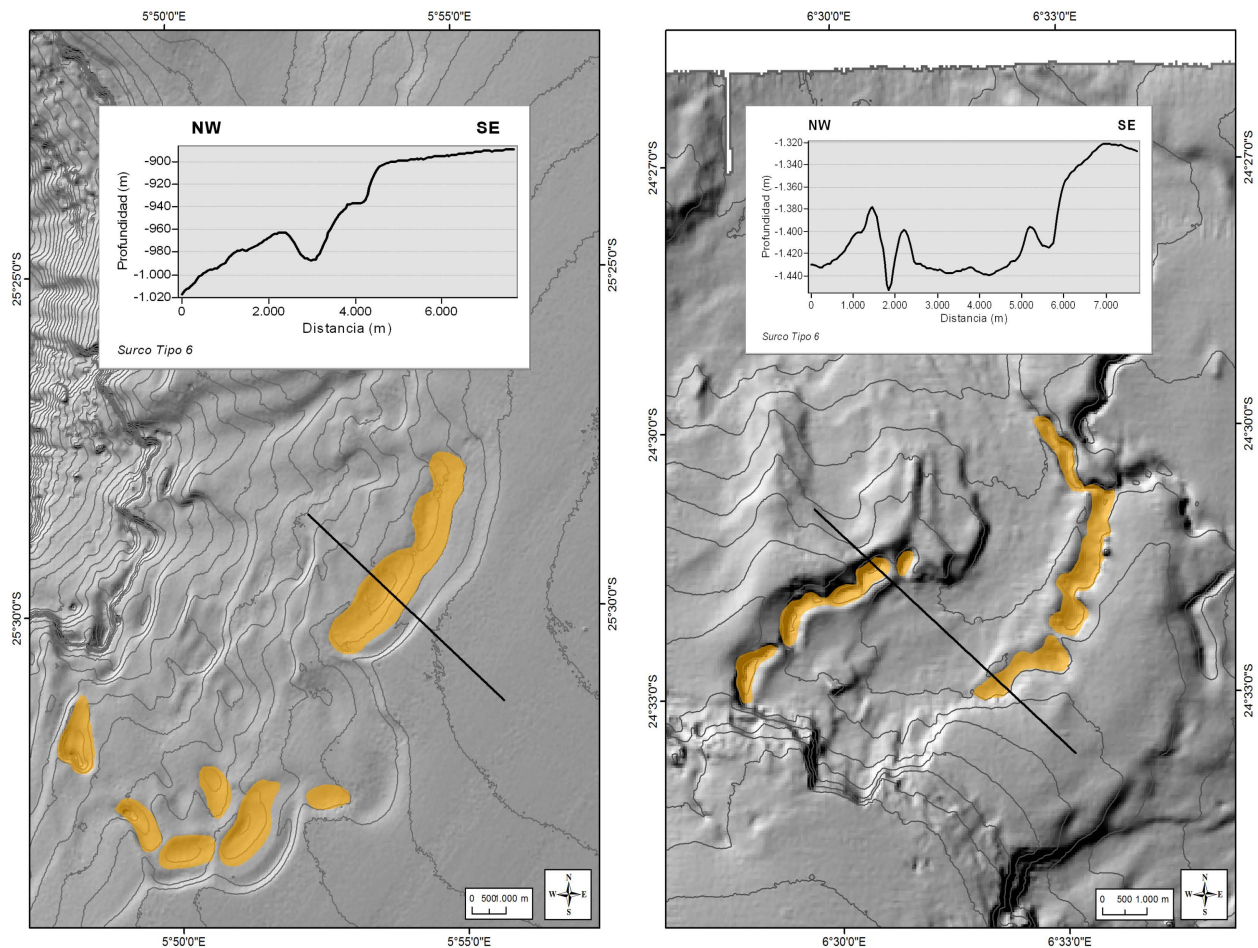


Figura 3.74. Perfiles topográficos ubicados en surcos de tipo 6.

3.2.6.7 Surcos de tipo 7

Este tipo de surcos se corresponden con depresiones de morfología elongada o irregular que se dan al pie de las laderas, y en algún caso, a mitad de esta. Las depresiones pueden estar dispuestas de forma paralela, oblicua o perpendicular a las isobatas (Fig. 3.75). Estos surcos se extienden a lo largo de un área de 1.52 Km², constituyendo el 1.21 % de estas estructuras, y se pueden encontrar en todos los sectores, aunque en mayor proporción dentro de la Zona Este del Sector Meridional (Fig. 3.67).

Las dimensiones de este tipo de surcos fluctúan entre 98.13 m x 80.38 m (longitud x anchura) y 3459.21 m x 619.73 m (longitud x anchura) del surco menor y mayor respectivamente, ambos localizados en el Sector Meridional Zona Oeste. Los surcos de tipo 7 tienen alturas que oscilan entre 2.5 m y 64 m, con una media de 20.60 m. Las secciones verticales son asimétricas, con morfologías en “U” o “V”, donde las laderas más pronunciadas se muestran en la parte del talud (Fig. 3.76).

Estas depresiones aparecen a una profundidad media de 1692.98 m, aunque el intervalo de la misma se extiende de 1467.36 m a 2061.61 m. Los valores de pendiente están entre 0.43° y 80.89°, con una media de 24.10°. La curvatura se encuentra entre máximos de 4.86 y valores mínimos de -7.87. Los datos de reflectividad se incluyen en un rango de -51.91 como mínimo y -36.25 de máximo, con una media de -45.98.

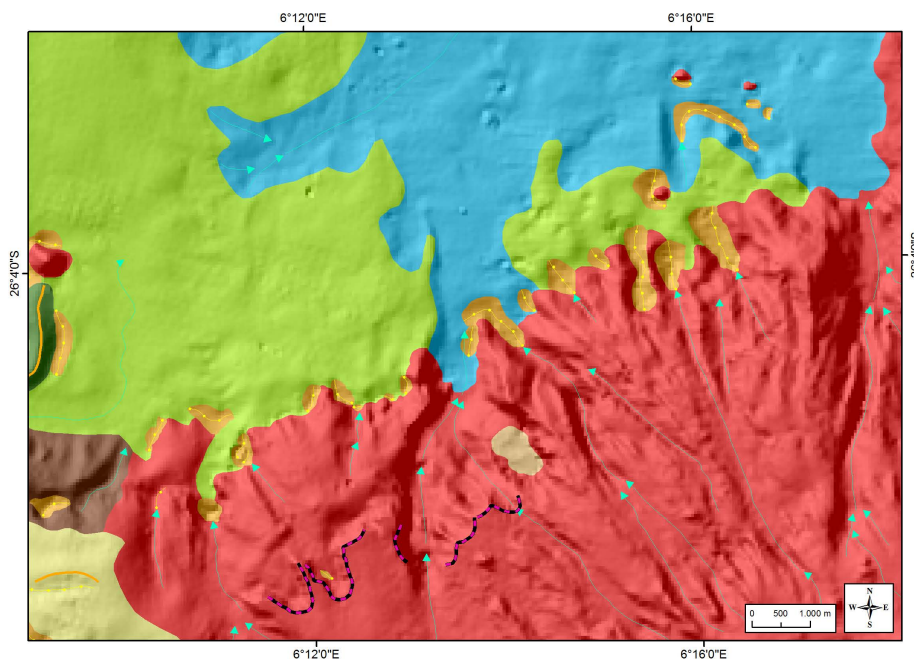


Figura 3.75. Ejemplo de depresiones de tipo 7.

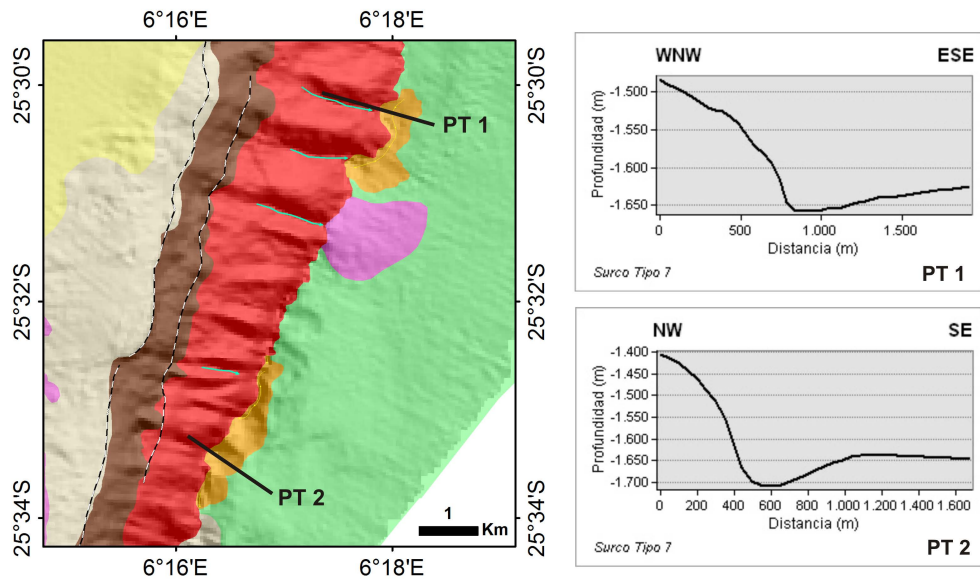


Figura 3.76. Sección vertical de dos surcos de tipo 7 con morfología asimétrica.

3.2.7 Escarpes

A lo largo de toda la zona de estudio se han identificado saltos o desniveles producidos por cambios bruscos en la pendiente, a estos se les ha denominado escarpes (Fig. 3.77).

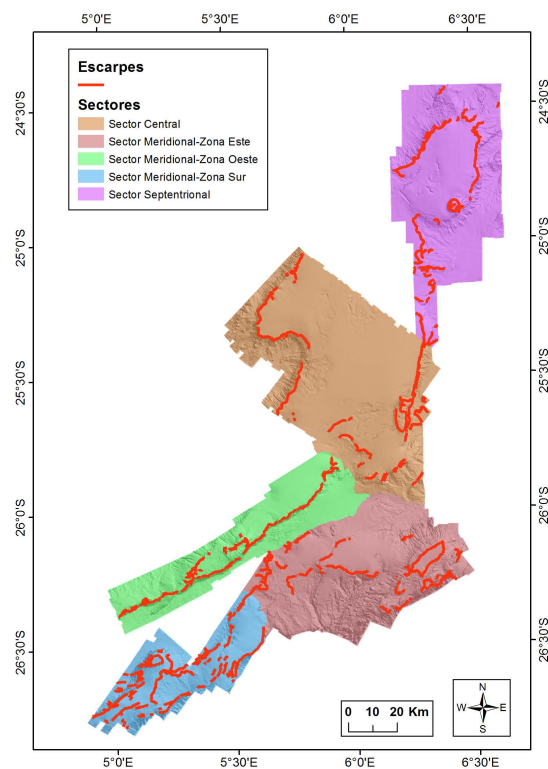


Figura 3.77. Localización de escarpes a lo largo de los diferentes sectores.

Los escarpes aparecen a lo largo de 1401.89 km en los diferentes sectores. La dirección de los escarpes varía en función del sector. En el Sector Septentrional y central predominan los escarpes de dirección S-N y SSW- NNE. En el Sector Meridional-Zona Oeste existe un gran escarpe de dirección SW -NE a lo largo de 111.39 km. En el Sector Meridional-Zona Este los escarpes varían de SW-NE a W-E. Para la Zona Sur del Sector Meridional las direcciones predominantes de los escarpes son SSW-NNE y SW-NE.

Los escarpes se caracterizan por presentar elevada reflectividad (superior a 30dB) y gradientes de pendiente ente 18° y 79° . En áreas de *drifts* los escarpes presentan alturas moderadas, entre 50 y 100 m (Fig. 3.78C), mientras que en las zonas volcánicas y en los grandes alineamientos el desnivel es de más de 200 m, llegando a superar los 1000 m (Figs. 3.78 A, E, F y G).

En función de la morfología los escarpes pueden clasificarse en simples (Fig. 3.78A) o múltiples (Fig. 3.78 B, D y F), entendiendo por estos últimos varios escarpes en la misma ladera que dan lugar a la formación de terrazas.

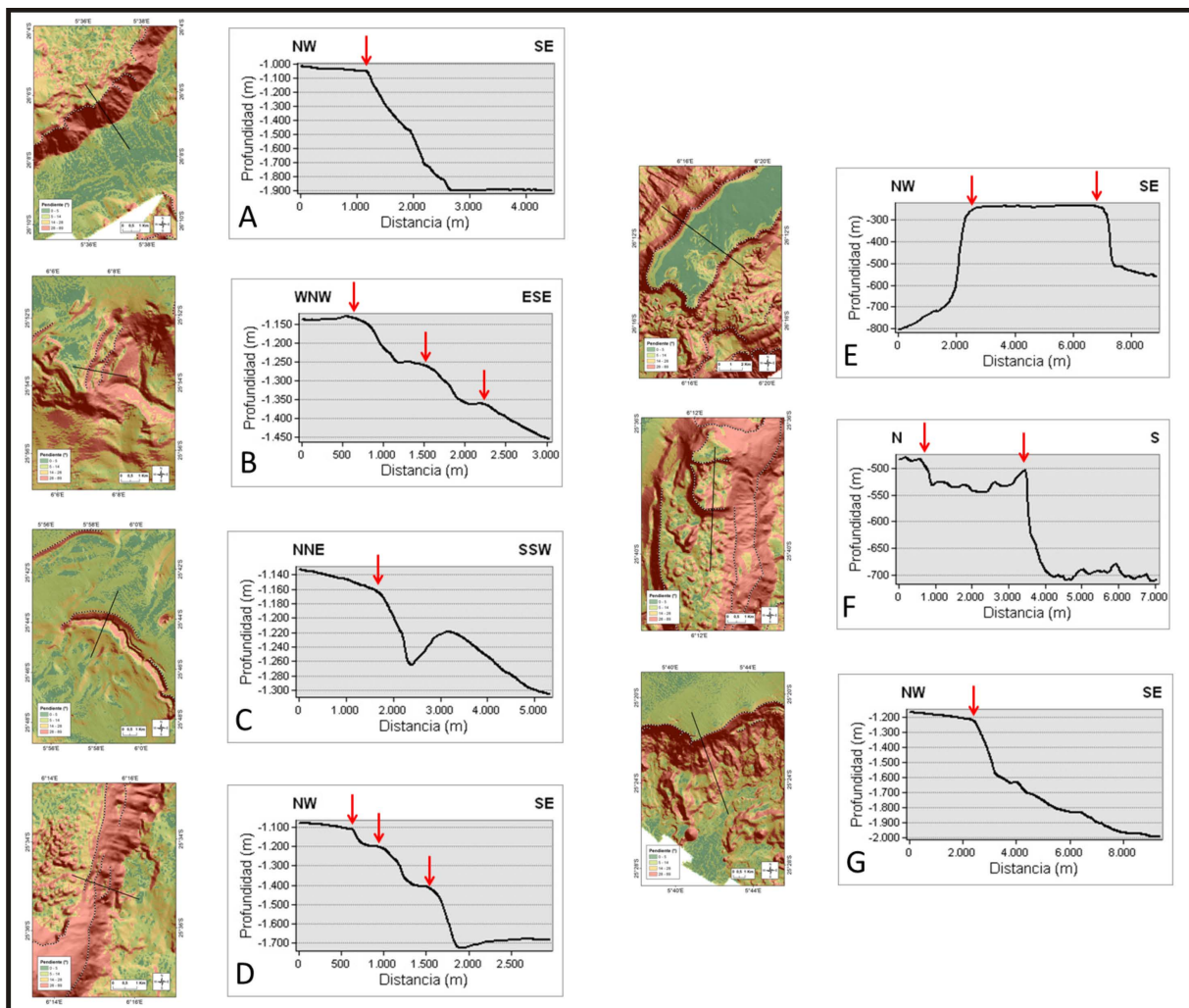


Figura 3.78. Localización de los perfiles topográficos A, B, C, D, E, F y G.

3.2.8 Deslizamientos

Los procesos gravitacionales son uno de los fenómenos más recurrentes en toda el área de estudio, y constituyen el 6.51 % de los elementos identificados. Diferentes morfologías tales como cabeceras de deslizamiento, superficies de deslizamiento y depósitos de deslizamiento (Fig. 3.79) se generan como consecuencia de los mismos. Es difícil encontrar el proceso gravitacional conservado al completo siendo frecuente encontrar solo las señas morfológicas relictas de dicho proceso.

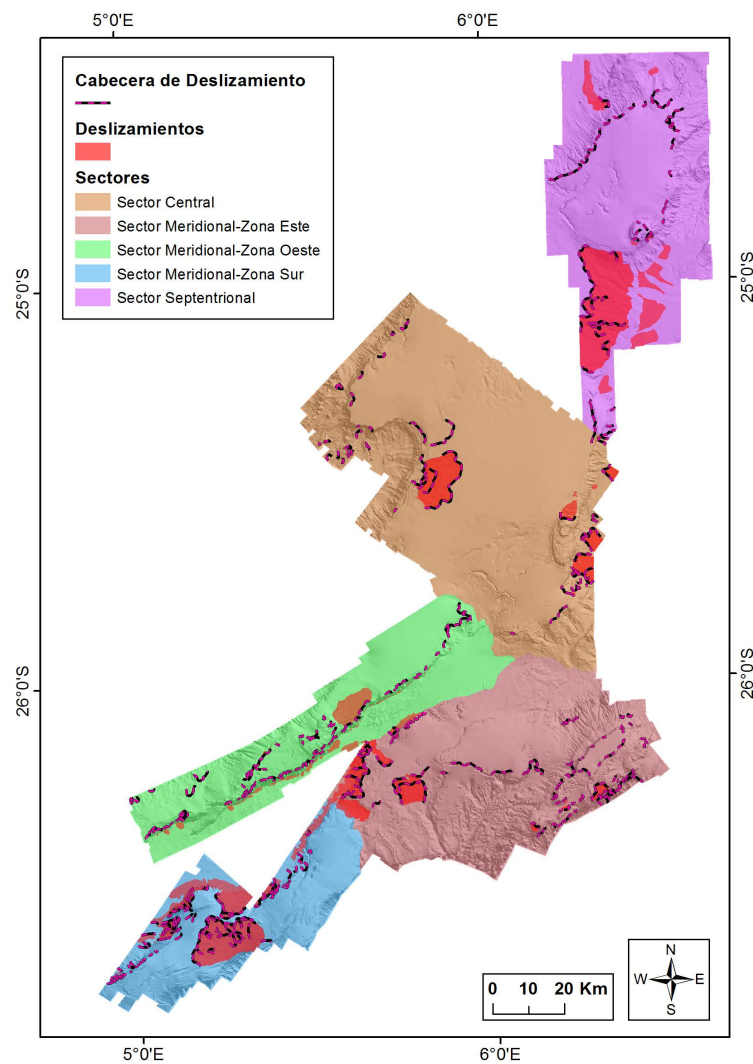


Figura 3.79. Localización de las superficies irregulares a lo largo de los diferentes sectores.

Los deslizamientos ocupan una extensión de 1442.05 km^2 , donde 1030.60 km^2 se corresponden con las superficies de deslizamiento, y 411.05 km^2 se han identificado como depósitos de deslizamiento. El rango de profundidad donde se desarrollan los deslizamientos van desde los 222.18 m, donde se localizan

pequeñas cabeceras en las que es posible identificar las superficies deslizadas debido a la pequeña entidad de estas, hasta los 2489.80 m de profundidad que alcanzan algunos de los depósitos de estos procesos. Las cabeceras de deslizamiento se extienden a lo largo de 1154.12 km, siendo la media de profundidad de su localización de 1411.44 m. El gradiente medio de la pendiente para la superficie de los mismos es de 30° , mientras que para los depósitos es de 23° . Los valores de curvatura también ponen de manifiesto las diferencias entre estos dos elementos. Mientras que para la superficie de deslizamiento la curvatura está entre -98.35 de mínima y 160.16 de máxima, para los depósitos se encuentra en un intervalo más acotado, de -12.08 de mínima hasta 20.48 de máxima. Sin embargo, los valores de reflectividad son muy similares, con una media de -46.99 db para las superficies de deslizamiento y -45.98 db para los depósitos de deslizamiento.

En función del número de cabeceras identificadas en el deslizamiento, estos se han clasificados como simples o complejos. En los deslizamientos simples se identifica una sola cabecera (Fig. 3.80A), mientras que en los complejos se identifican dos o más cabeceras de deslizamiento (Fig. 3.80 B y C). Gran parte de los deslizamientos simples, se localizan en áreas límites al talud, donde se produce un cambio brusco del gradiente de la pendiente. Los deslizamientos complejos pueden localizarse en áreas de fuerte gradiente de la pendiente, aunque los de mayor entidad se registran en zonas donde los gradientes de la pendiente muestran menores diferencias (Fig. 3.80B, C y D).

A continuación, se describen algunos de los deslizamientos más significativos de la zona de trabajo.

El **deslizamiento 1812** (Fig. 3.80A) se ubica la ladera septentrional del Monte Submarino de Valdivia Centro, localizado en la zona oriental del Sector Central. En este ejemplo se puede observar tanto la cabecera de deslizamiento, como la superficie de deslizamiento y el depósito generado. La cabecera de deslizamiento se encuentra a una profundidad de 576.07 m, con una altura de 210 m y un gradiente máximo de la pendiente de 83.81° . La superficie de deslizamiento se extiende sobre una superficie de 0.35 Km^2 (350500 m^2), llegando hasta los 1054.60 m de profundidad y desde la cabecera, la altura es de 478.53 m. La anchura máxima de esta superficie es de 4.08 km, localizándose los depósitos a una distancia de 7 km. El gradiente de pendiente medio para esta área es de 63.17° , con una pendiente mínima de 8.43° y máxima de 83.81° . Los valores de la curvatura oscilan entre -3.14 y 4.43. El valor medio de la reflectividad es de -42.51, donde la mínima esta en -49.62 y la máxima en -37.90. El depósito generado de este proceso gravitacional se extiende a lo largo de 14.36 Km^2 , desde una profundidad de 893.41 m hasta 1100.44 m, con una pendiente media de 27.73° . La curvatura máxima es de 3.84 y máxima de 6.29, donde la reflectividad media es -43.55 db, con un valor máximo de -36.12 db y mínima de -51.02 db. La anchura máxima del depósito es de 4.11 km, con una distancia recorrida de 4.91 km.

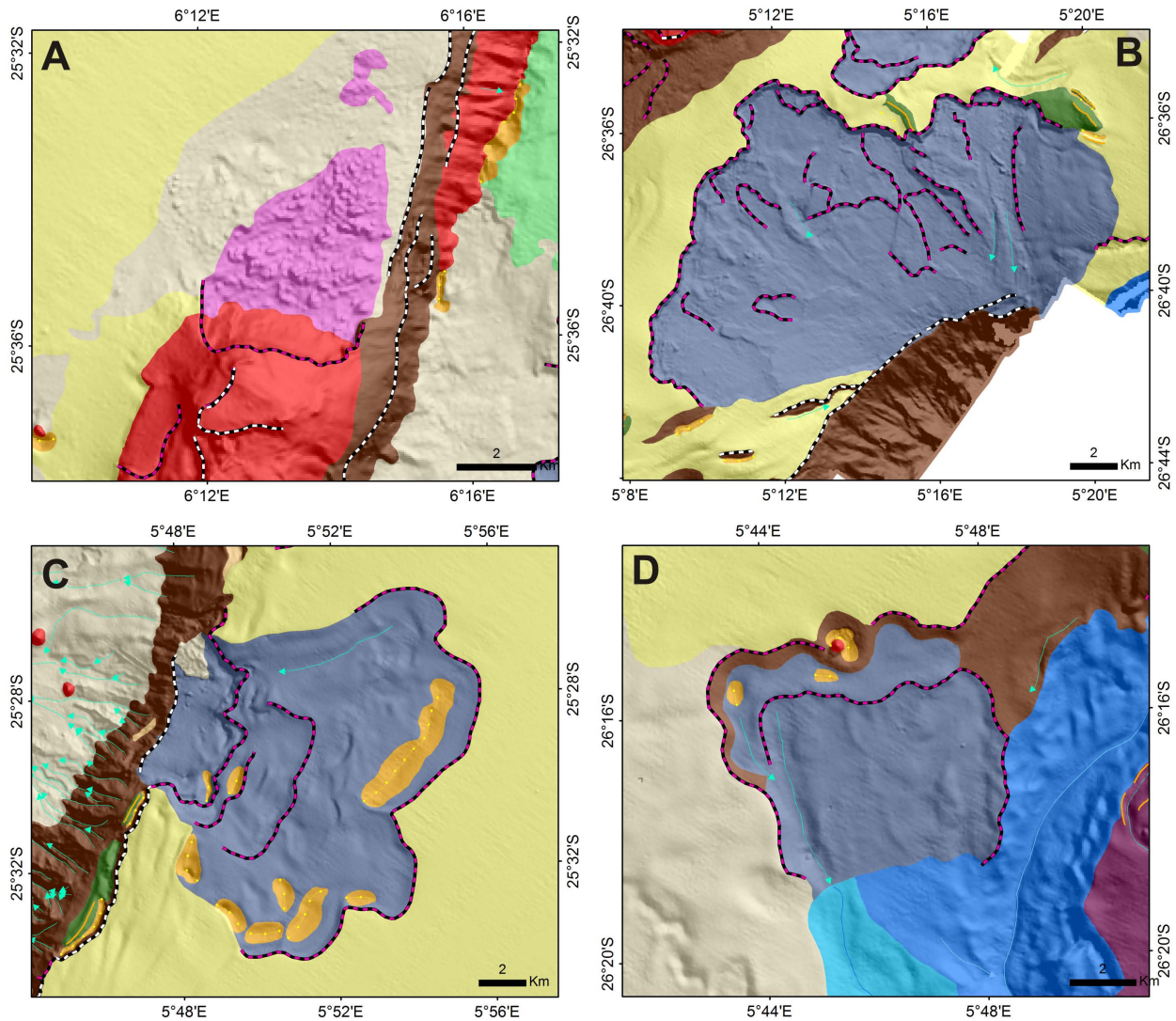


Figura 3.80. Deslizamientos más significativos del Banco de Valdivia. Ver texto para su localización en sector y descripción.

El **deslizamiento 728** (Fig. 3.80B) es de tipo complejo y se localiza en el Sector Meridional, ocupando una posición central dentro de la Zona Sur. Éste se extiende a lo largo de una superficie de deslizamiento de 183.57 Km², que va desde una profundidad mínima de 1525.17 m hasta 2144.15 m, con un salto de 618.98 m. El gradiente medio de la pendiente es de 17.69°, con una pendiente mínima de 0.04° y máxima de 78.73° (Fig. 3.81). El deslizamiento tiene una anchura máxima de 21.53 km, localizándose los depósitos a una distancia de 15, 87 km de su posición original. La altura de la cabecera del deslizamiento es de 125 m, con un gradiente de la pendiente de 78.73. Los valores de la curvatura oscilan entre -6.63 y 5.66. El valor medio de la reflectividad es de -46.49 db, donde la mínima es de -52.29 db y la máxima de -37.52 db. Como se observa en la figura 3.81, se observan diferentes cabeceras de deslizamiento, o restos de ellas, que se corresponden con diferentes eventos o etapas de reactivación. Este deslizamiento podría haber deslizado en torno a 21 km³.

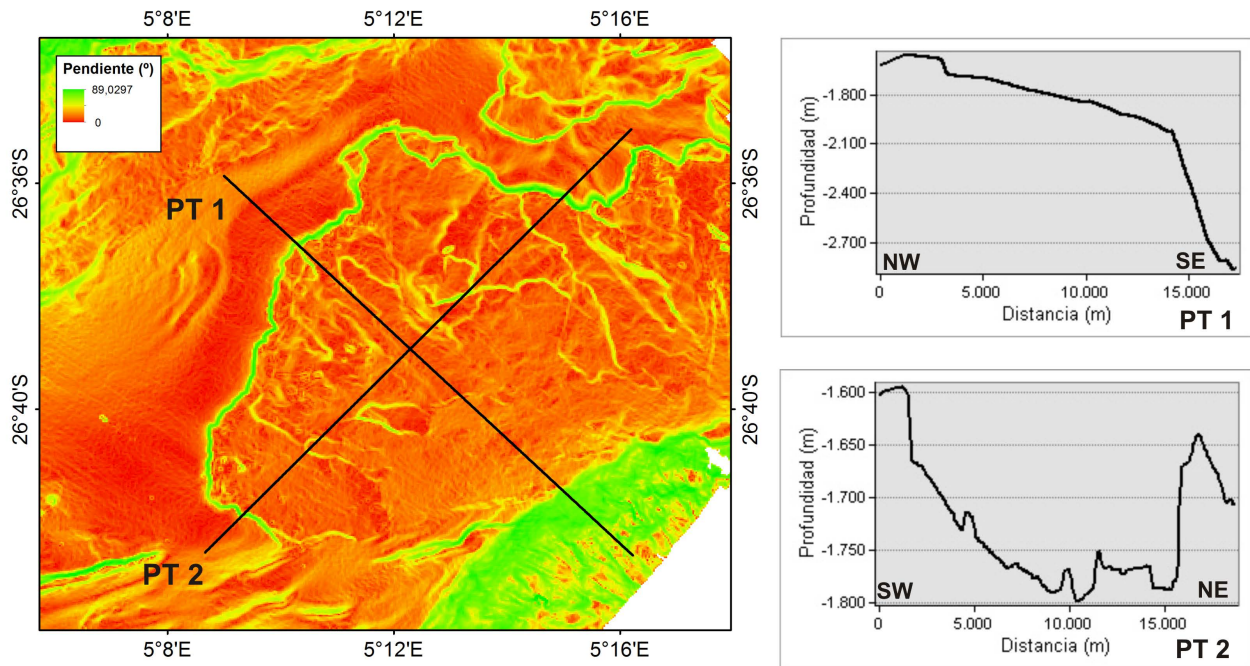


Figura 3.81. Localización de perfiles topográficos en el deslizamiento 728, ubicado en la Zona Sur del Sector Meridional.

El **deslizamiento 1814** (Fig. 3.80C) se localiza en la zona occidental del Sector Central y es de tipo complejo. Éste se extiende a lo largo de una superficie de deslizamiento de 148.67 Km^2 , que va desde una profundidad mínima de 895.77 m hasta 1430.78 m, con una altura de 535.01 m. El gradiente de pendiente mínimo es de 0.11° y máxima de 78.16° , donde la media es de 15.90° (Fig. 3.82A). La altura de la cabecera del deslizamiento es de 34 m, con un gradiente de la pendiente de 44.98° . El deslizamiento tiene una anchura máxima de 17.43 km, localizándose los depósitos a una distancia de 11.03 km. El valor medio de la reflectividad es de -47.94 db, donde la mínima es de -53.56 db y la máxima de -39.18 db. Los valores de la curvatura están entre -4.18 y 3.99.

El **deslizamiento 968** (Fig. 3.80D) se localiza en la Zona Este del Sector Meridional, más concretamente en la parte oriental. De este deslizamiento solo se observa la cabecera y la superficie de deslizamiento, pero no el depósito generado. Dentro de este deslizamiento no se observan otras cicatrices que muestren diferentes eventos o fases en su proceso. La cabecera de deslizamiento se extiende a lo largo de 9532.36 m, con una morfología irregular. La superficie de deslizamiento ocupa un área de 11.54 Km^2 , donde la profundidad mínima está en 636.23 m llegando a alcanzar 1007.00 m, con un salto de 370.77 m. El deslizamiento tiene una anchura máxima de 5.58 km, donde la distancia recorrida es de 3.35 km. La altura de la cabecera del deslizamiento es de 120 m, con un gradiente de la pendiente de 83.83° . El gradiente de pendiente medio es de 34.47° , con una pendiente mínima de 0.16° y máxima de 83.83° (Fig.

3.82B). Los valores de la curvatura oscilan entre -10.08 y 4.91. El valor medio de la reflectividad es de -45.26 db, donde la mínima es de -53.18 db y la máxima de -36.50 db.

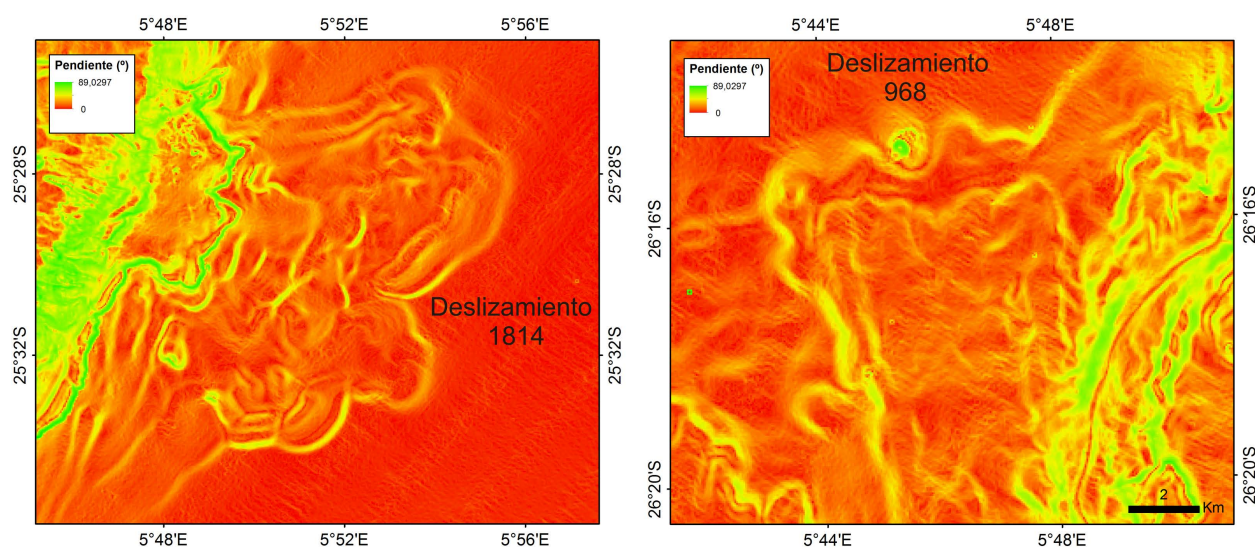


Figura 3.82. Modelos digitales de la pendiente para los deslizamientos: A, 1814 y B, 968.

3.2.9 Superficies irregulares

A lo largo del Segmento Central de la Dorsal de Walvis se localizan áreas con superficies irregulares, que normalmente se ven vinculadas a la existencia de otros elementos morfológicos o morfo-estructurales como pueden ser surcos, conos volcánicos, deslizamientos e incluso afloramientos rocosos que dan lugar a texturas rugosas (Fig. 3.83).

Estas áreas irregulares ocupan un área de 2221.26 km² y se localizan en un amplio rango de profundidades que van desde 773 m hasta 2807 m, con una pendiente media de 18°. Para estas áreas el valor de la reflectividad varía entre -56 db de mínima y -34 db de máxima, con una media de -46 db. Los datos de curvatura están comprendidos en un intervalo de -52 de mínima a 17 de máxima, con una media de -0.003.

En el Sector Septentrional se localizan diversas áreas irregulares ligadas a zonas volcánicas, procesos de inestabilidad de ladera, formación de surcos y procesos de erosión que afectan a sedimentos localizados al pie de la ladera (Fig. 3.84).

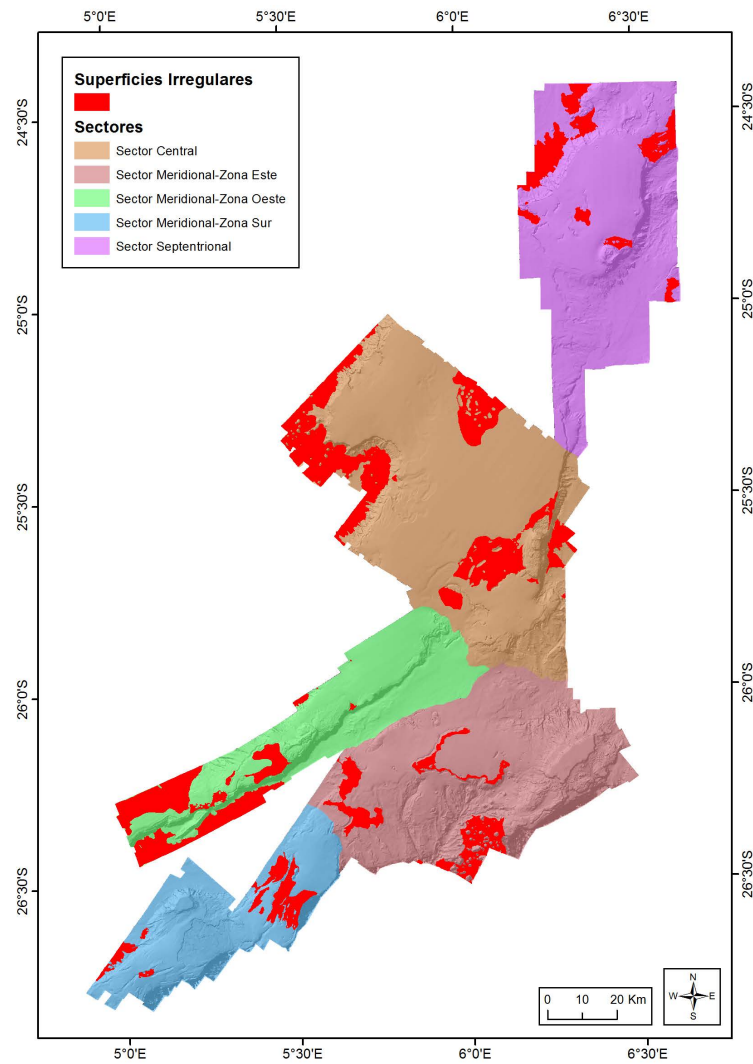


Figura 3.83. Localización de las superficies irregulares a lo largo de los diferentes sectores.

Las áreas irregulares localizadas en el Sector Central están ligadas a los mismos procesos de formación que las encontradas en el Sector Septentrional. En el Sector Central las áreas irregulares de las zonas de laderas y pie de laderas, están condicionadas por procesos volcánicos y de inestabilidad de ladera. Los procesos de inestabilidad de ladera dan lugar a deslizamientos, dentro de los cuales se desarrollan *gullies* de distinta entidad (Fig. 3.84). Estas áreas irregulares localizadas en el talud recuerdan mucho a las zonas de “*badland*” continentales (Fig. 3.85). En la Zona Este del Sector Meridional las áreas irregulares se identifican con zonas de alta densidad de conos volcánicos (Fig. 3.85), afloramientos (Fig. 3.86 A y B) cabeceras de deslizamientos y laderas donde la pendiente varía fuertemente (Fig. 3.86 C y E). Sin embargo, en la Zona Sur del Sector Meridional las áreas irregulares se corresponden con zonas condicionadas por lineamientos tectónicos (Fig. 3.86 D). En la zona oeste del Sector Central las

superficies irregulares se identifican con posibles áreas deslizadas que han sido semicubiertas por sedimento (Fig.3.87).

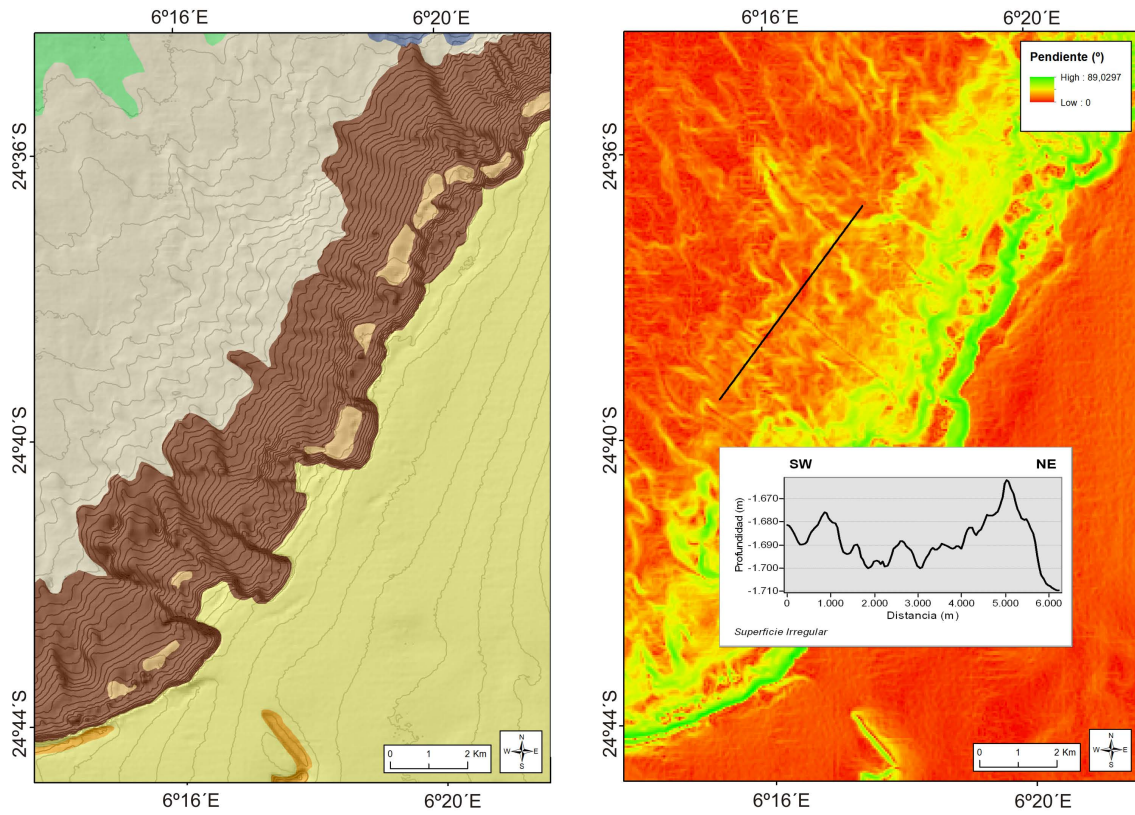


Figura 3.84. En la imagen de la izquierda se muestra un ejemplo de superficie irregular en el Sector Septentrional. En la imagen de la derecha se muestra el modelo digital de la pendiente con un perfil topográfico realizado sobre una superficie irregular.

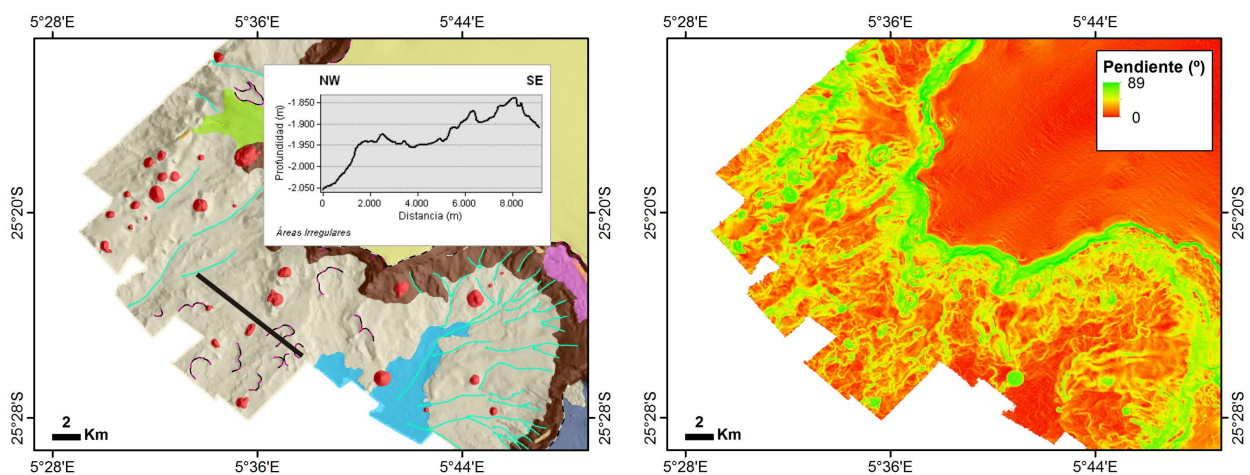


Figura 3.85. En la imagen de la izquierda se muestra un perfil topográfico sobre una superficie irregular localizada en el Sector Central. En la imagen de la derecha se muestra en detalle el modelo digital de la pendiente.

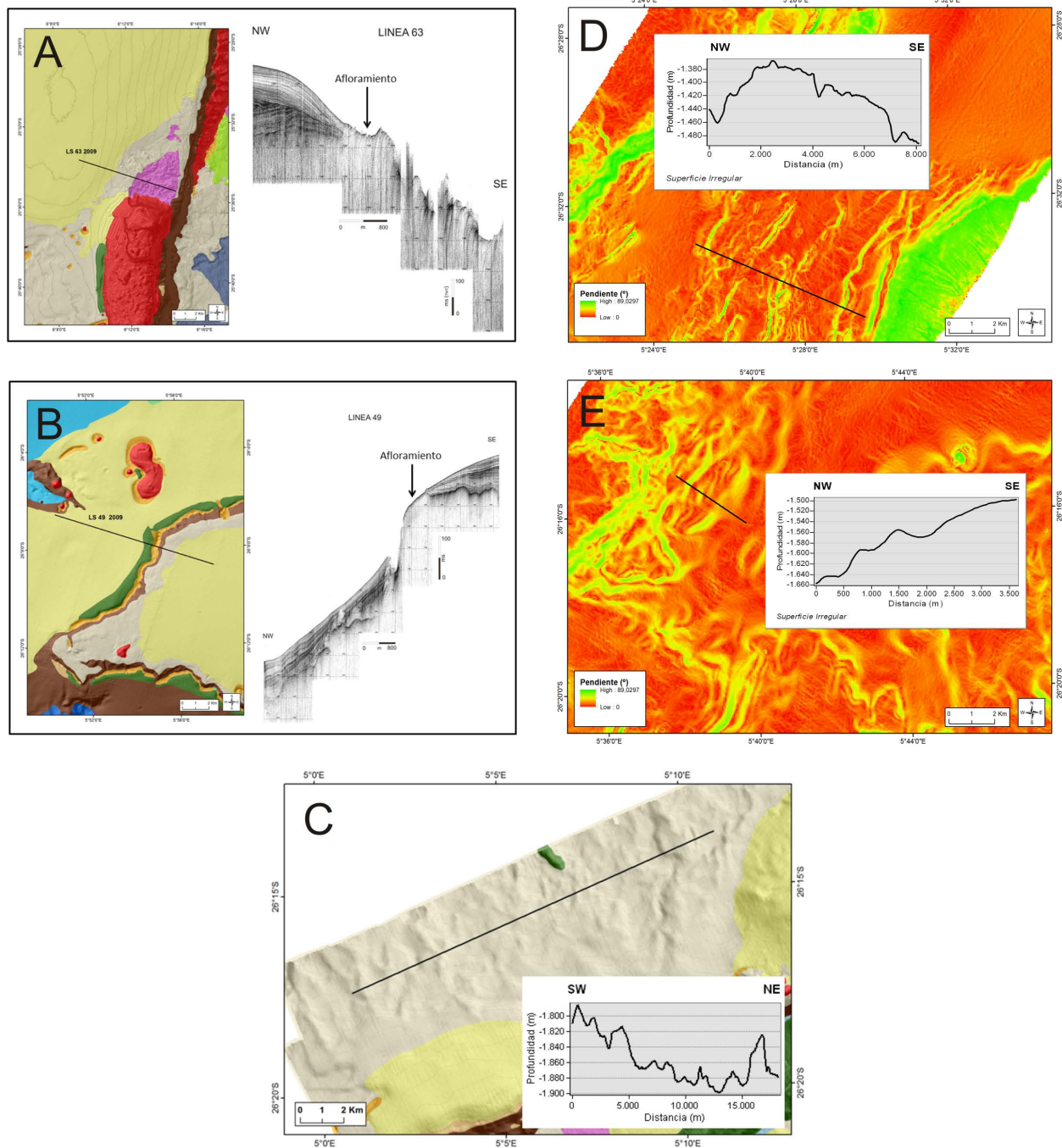


Figura 3.86. Localización de la línea sísmica LS_63_2009 en el Sector Central, mostrando en este caso como la superficie irregular se corresponde con un afloramiento.

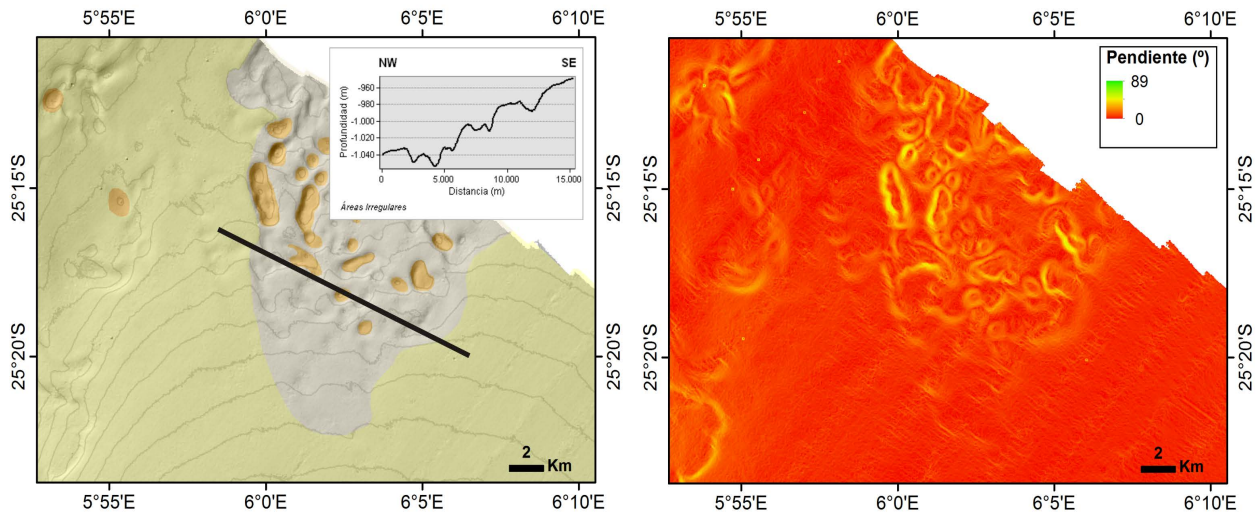


Figura 3.87. En la imagen de la izquierda se muestra un perfil topográfico sobre una superficie irregular localizada en el Sector Central. En la imagen de la derecha se muestra en detalle el modelo digital de la pendiente.

3.2.10 Laderas

Se denominará “Laderas” a aquellas áreas con una pendiente generalmente $> 14^\circ$ y que no se han incluido en otra morfología. Dentro del área de estudio las laderas se localizan a lo largo de todos los sectores ocupando un área de 1563.78 km^2 (Fig. 3.38).

Las laderas aparecen en un intervalo de profundidad que oscila entre 817 m hasta 3088 m, con una pendiente media de 45° . Los datos de reflectividad esta comprendidos entre -57 db de mínima y -31.53 db de máximo, con una media de -46 db. La curvatura tiene un valor mínimo -23.95 y máximo de 29.79, con una media de -0.02.

Las laderas se han dividido en dos clases: laderas con alta pendiente y laderas con pendiente mixta. Las laderas con alta pendiente son aquellas donde la pendiente supera los 28° (Fig. 3.89).

Las laderas con pendiente mixta son aquellas laderas que se presentan irregulares, dando lugar a una amplia variedad de gradientes a lo largo de la pendiente (Fig. 3.89). En general suelen tener una pendiente superior a 14° , pero es normal encontrar en ellas pequeñas áreas con un gradiente inferior a 14° .

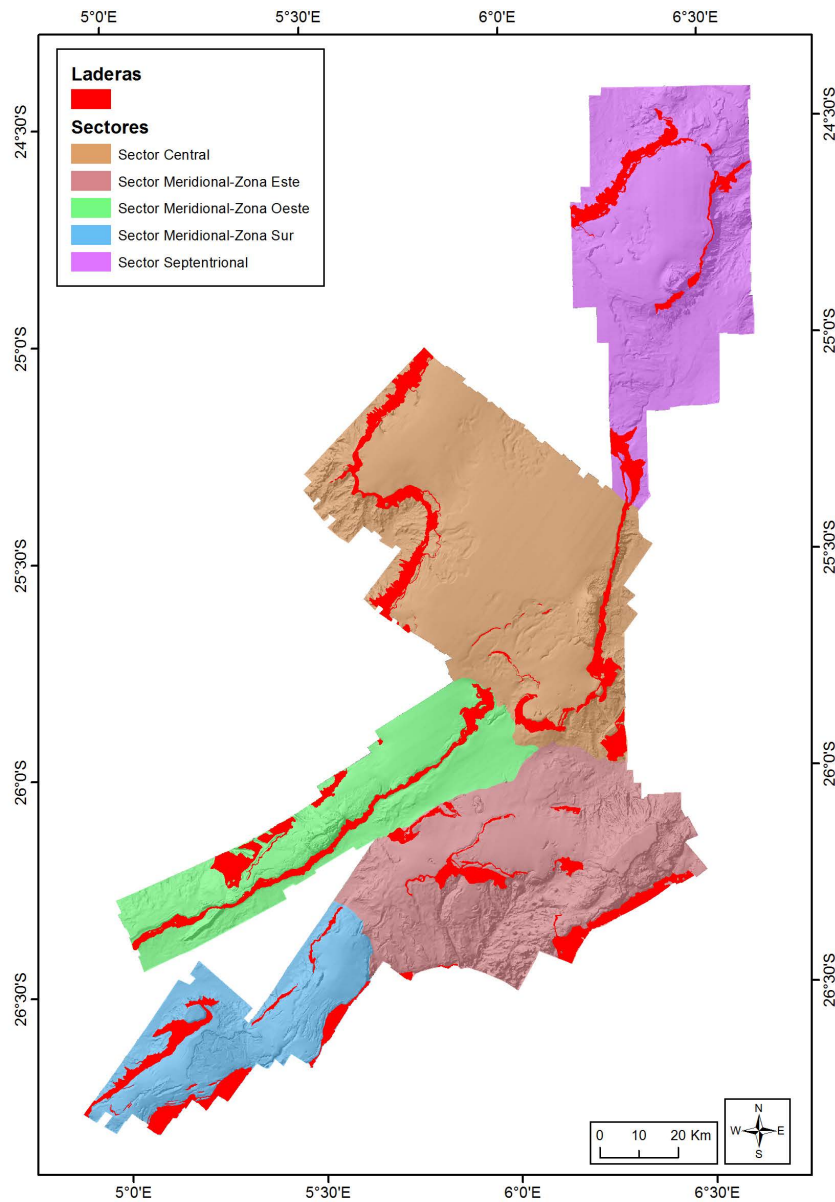


Figura 3.88. Localización de las Laderas a lo largo de los diferentes sectores.

Las laderas con alta pendiente se localizan en un rango de profundidad media de 1514 m, con una pendiente mínima media de 9° y máxima de 73° , siendo la pendiente media total de 51° (Figs. 3.89 y 3.90). La curvatura media mínima es de -5.01 y máxima de 4.78.

Las laderas con pendiente mixta se localizan a una profundidad media de 1565 m, siendo la media de la pendiente mínima de 4° y la máxima 68° , y la pendiente media total de 32° (Fig. 3.89 y 3.90). La curvatura media mínima es de -2.62 y máxima de 2.33.

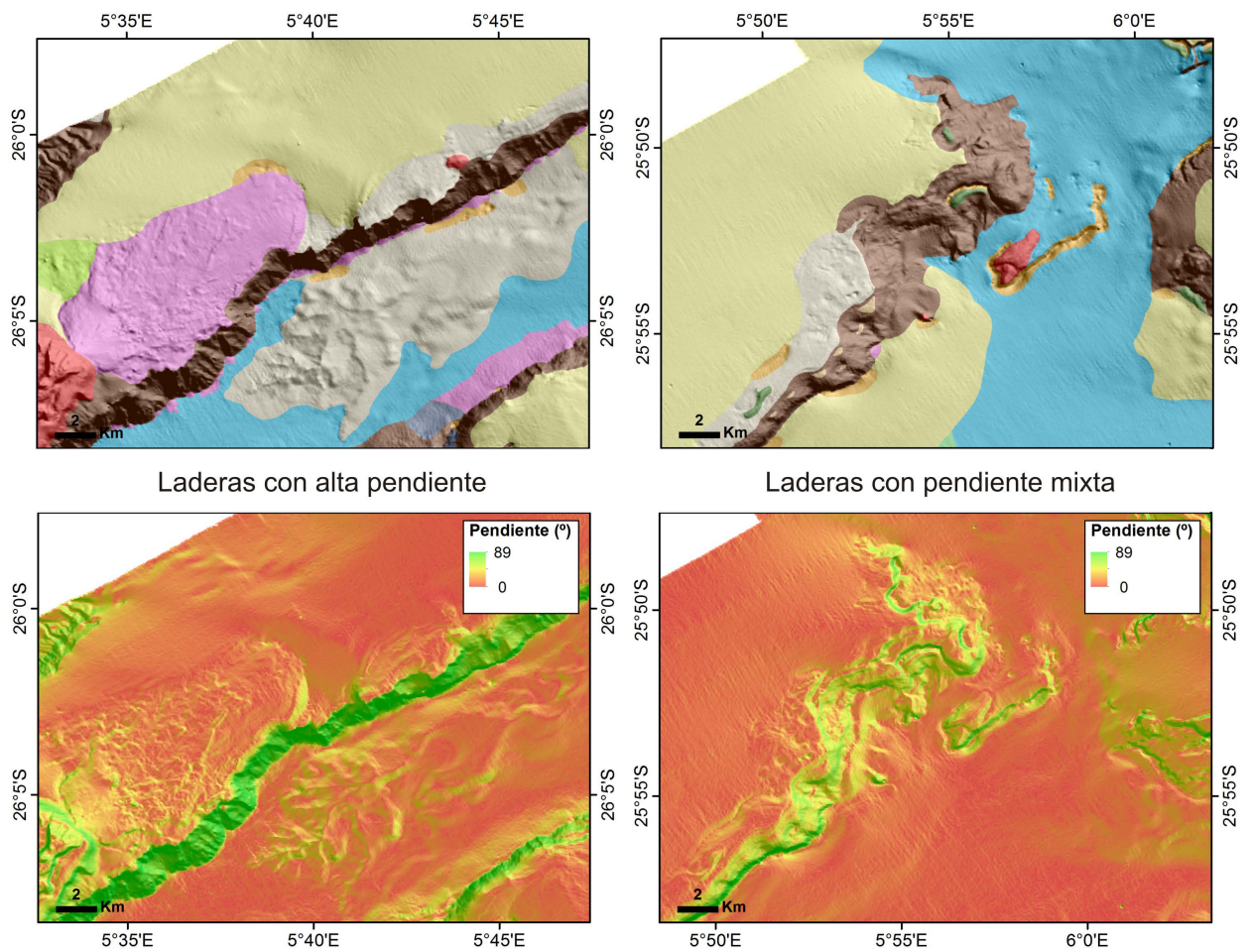


Figura 3.89. Ejemplo de laderas con alta pendiente y con pendiente mixta, junto con los modelos digitales de la pendiente.

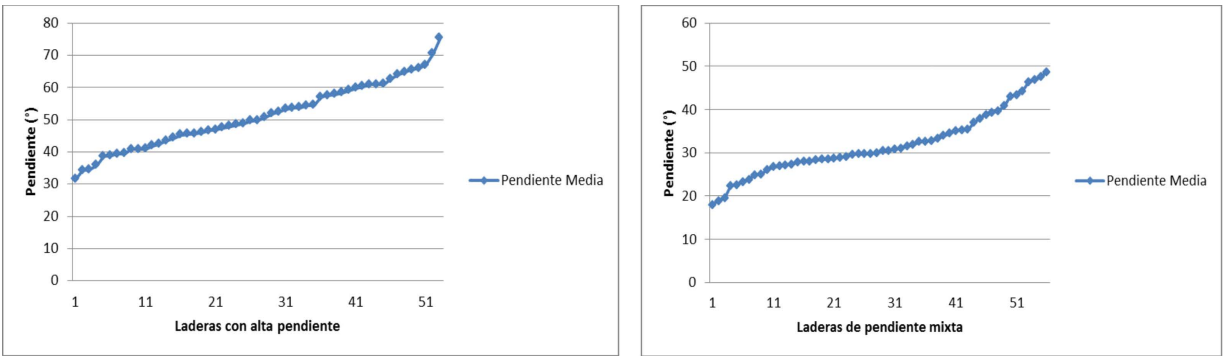


Figura 3.90. Representación de la pendiente media para cada polígono de “Laderas de alta pendiente” y “Laderas de pendiente mixta”.

En los perfiles topográficos de la figura 3.91 queda reflejada la arquitectura de una ladera de altas pendiente, con una ladera muy continua de muy alta pendiente, donde se llega a alcanzar un desnivel de casi 800 m. Por otro lado, el perfil topográfico de una ladera mixta tiene muestra como la ladera se presenta irregular, y el desnivel es algo menos, en torno a los 500 m (Fig. 3.91). A lo largo de las laderas tienen lugar el desarrollo de diferentes procesos como pueden ser *gullies*, cañones, canales, crestas, surcos y deslizamientos.

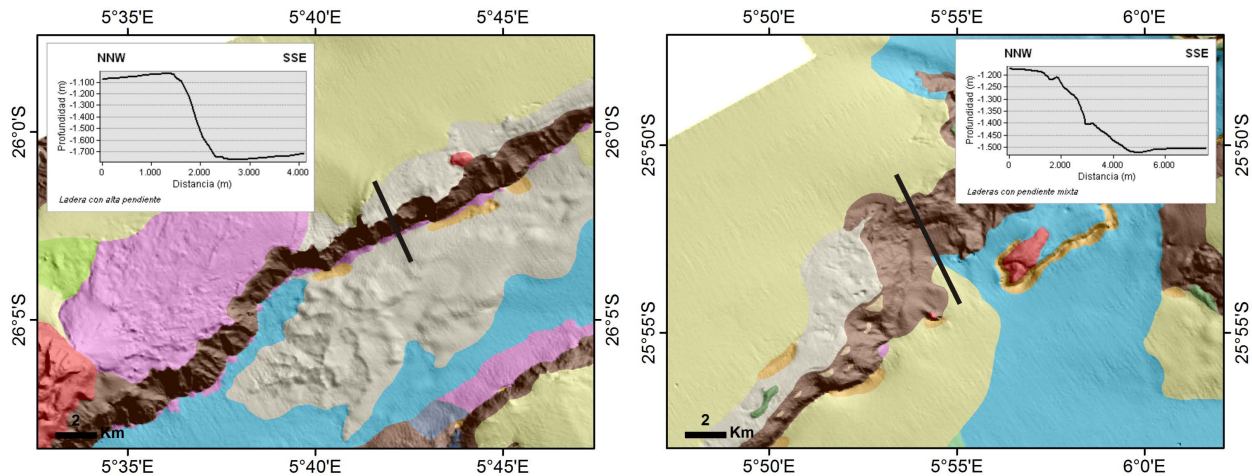


Figura 3.91. En la imagen superior se observa un perfil topográfico realizado en un área de laderas de alta pendiente, donde la pendiente es constante. En la imagen inferior el perfil topográfico muestra laderas con pendientes mixtas, donde se observa la irregularidad de la ladera.

3.2.11 Acumulación de sedimentos-Drift

A lo largo de la zona de estudio se localizan diversas acumulaciones de sedimento con un importante desarrollo vertical, que adquieren diferentes morfologías. Estas acumulaciones de sedimento reciben el nombre de las *drifts*. Estos suponen un 36.54 % de los elementos morfo-estructuras y morfo-sedimentarios que se han identificado en el área y aparecen a lo largo de los diferentes sectores, aunque es en el sector central donde son más abundantes (Fig. 3.92).

Los *drifts* abarcan un área de 6012.79 km² y se ubican entre profundidades de 637.06 m y 2390.78 m, con una media del gradiente de pendiente de 8.94°. La curvatura oscila entre 14.78 de máxima y -51.75 de mínima. Los valores de reflectividad están entre -33.32 db de máxima y -55.60 db de mínima, donde el valor medio es -47.67 db.

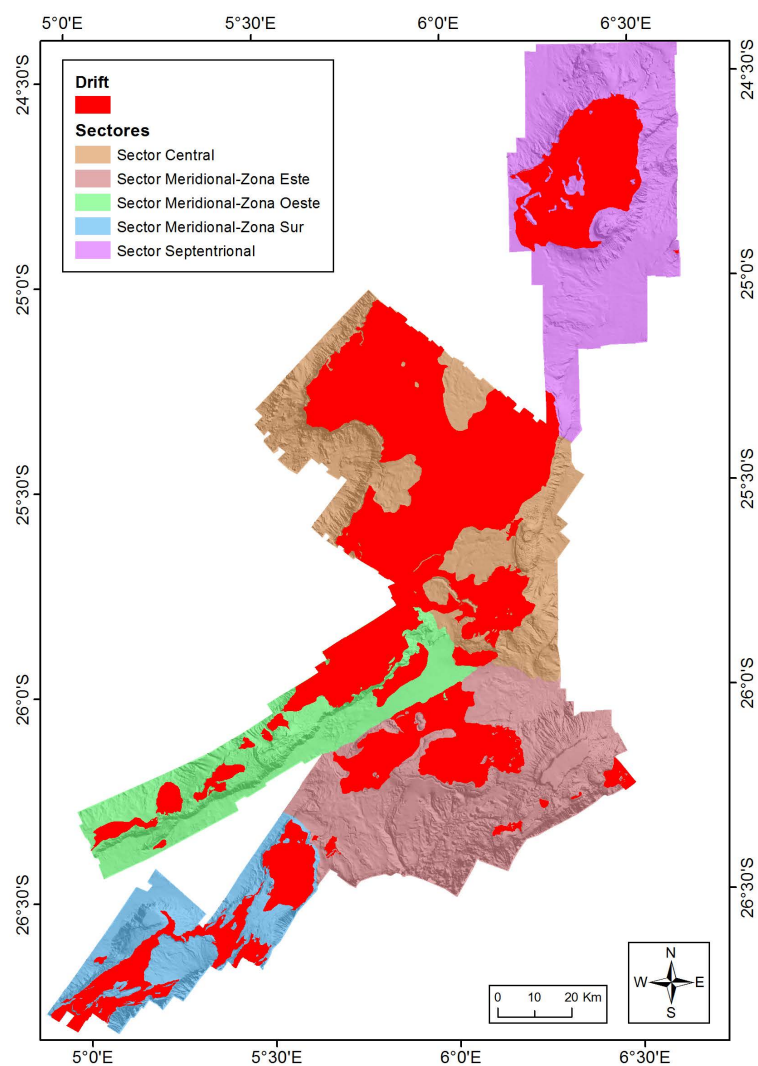


Figura 3.92. Localización de las áreas de *drift* a lo largo de los diferentes sectores.

Sector Septentrional

En el sector septentrional se localizan un total de 858.11 km² de acumulación de sedimentos o *drifts*, que se extienden entre profundidades de 878.21 m hasta los 1644.53 m y en los que la pendiente media es de 9.29°. La curvatura mínima es -3.91 y la máxima es 3.65, y los valores de reflectividad se sitúan entre -53.82 db de mínima y -33.32 db de máxima, con una media de -48.07 db.

El principal *drift* de este sector representa un área de 837.60 km², se dispone con una dirección de máxima elongación N-S y acumula un espesor de sedimentos de hasta 200 ms (Figura 3.93).

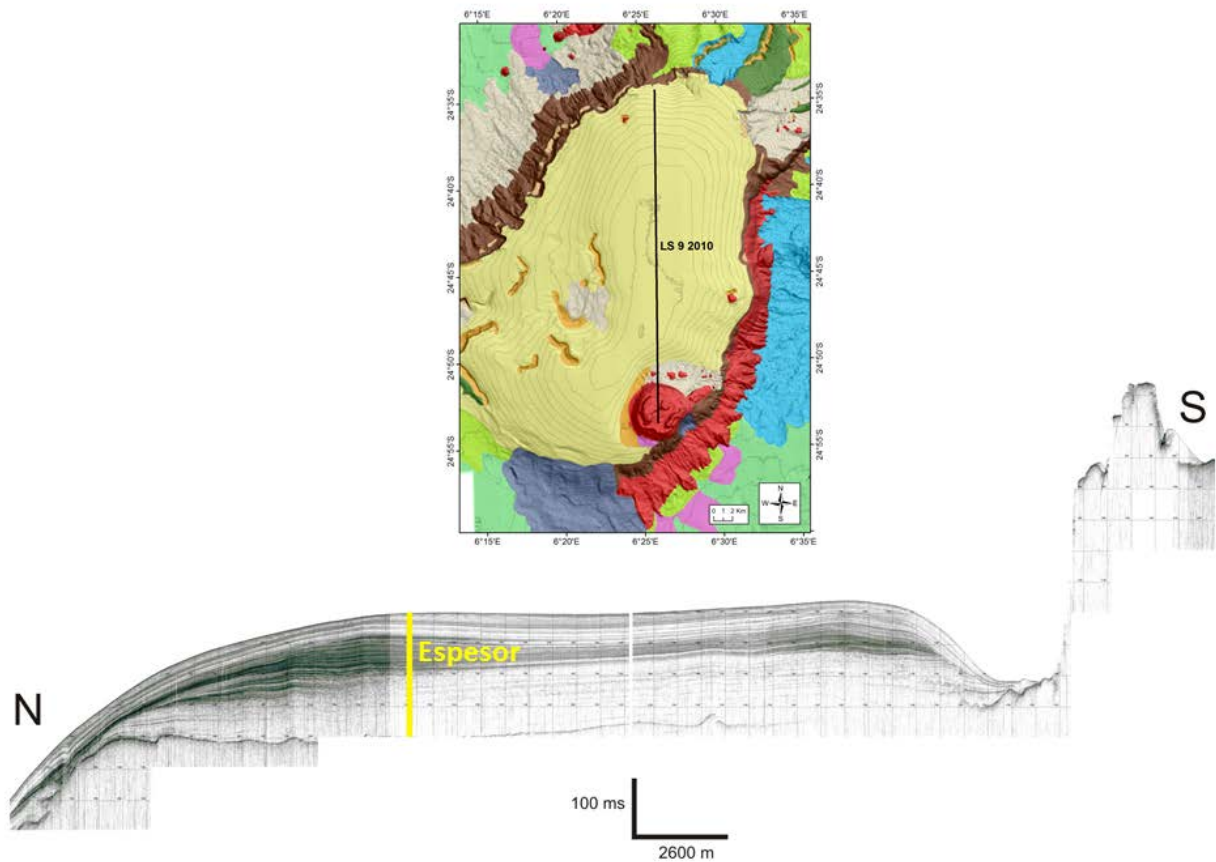


Figura 3.93. Localización y representación de la línea sísmica LS 9 2010, donde se observa una importante acumulación de sedimentos que llegan a alcanzar los 200 ms de espesor.

Sector Central

En el sector central se localiza una importante área de *drifts* que alcanza un total de 2872.27 km², y se extiende desde los 814.30 m hasta 1600.05 m de profundidad. La pendiente media en los *drifts* es de 6.59°, con valores de curvatura entre -9.65 de mínima y 6.61 de máxima. El valor medio de reflectividad es de -47.63 db, donde su valor mínimo es -55.60 db y máximo es -35.48. En la figura 3.94 se puede observar que los espesores de sedimento para los perfiles LS 69 2009 y LS 70 2009, están entre los 175 ms y los 200 ms, espesor similar al observado en el perfil sísmico LS 9 2010 realizado en el Sector Septentrional (Fig. 3.95). En este sector los *drifts* se disponen con direcciones entre N-S y NE-SW.

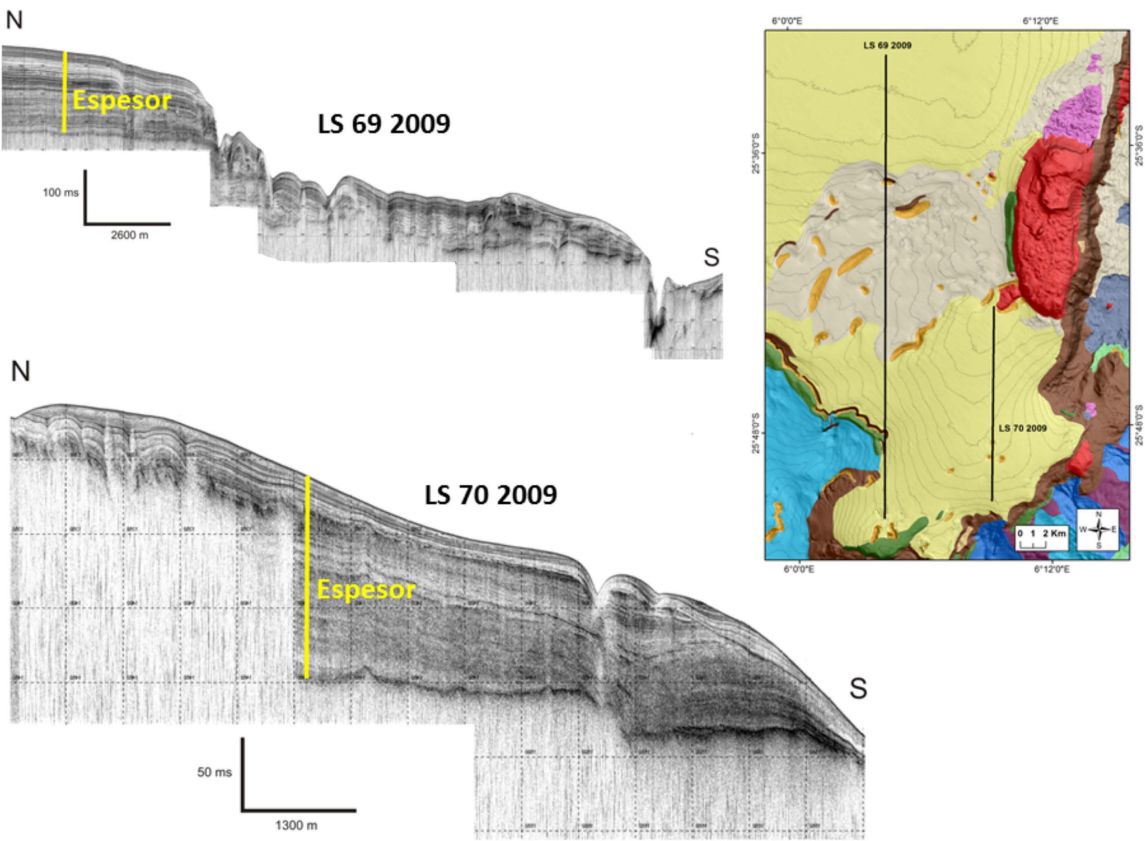


Figura 3.94. Localización y representación de las líneas sísmicas LS 69 2009 y LS 70 2009, donde se observan importantes acumulaciones de sedimentos.

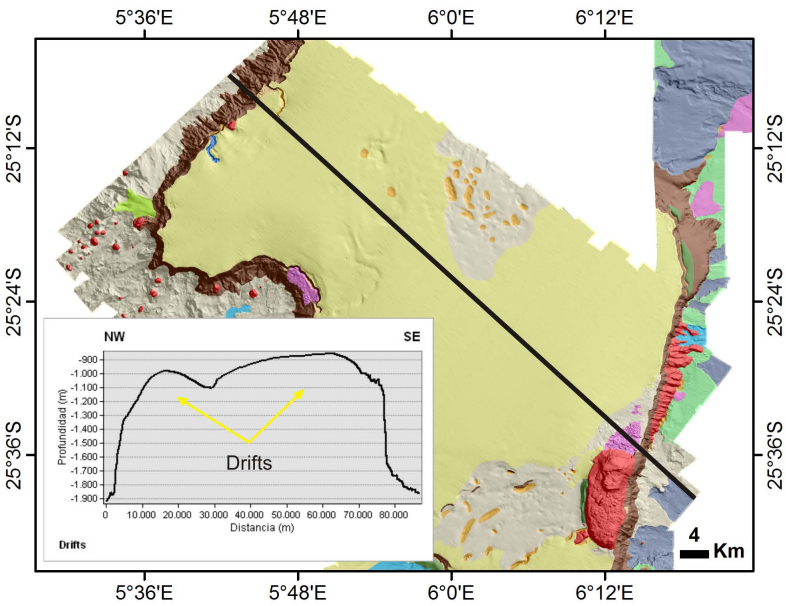


Figura 3.95. Perfil topográfico realizado sobre los dos *drifts* más grandes identificados en el Sector Central.

Sector Meridional-Zona Este

En la Zona Este del Sector Meridional el área de *drifts* es menor que en el Sector central, abarcando 799.84 km², y emplazándose la mayor parte de la acumulación de sedimento en la mitad septentrional. En esta zona, los *drifts* se localizan entre 637.06 m y 1857.88 m de profundidad, y con una media de la pendiente de 11.02°. El rango de la curvatura está entre -51.75 y 14.78, y los valores de reflectividad se encuentran entre -53.05 db de mínima y -34.46 db de máxima, con una media de -47.85 db.

Las áreas con mayor acumulación de *drift* se disponen con direcciones NE-SW y E-W, mientras que las de menores dimensiones se desarrollan en diversas direcciones. En esta zona se llegan a alcanzar espesores de hasta 190 ms (Fig. 3.96).

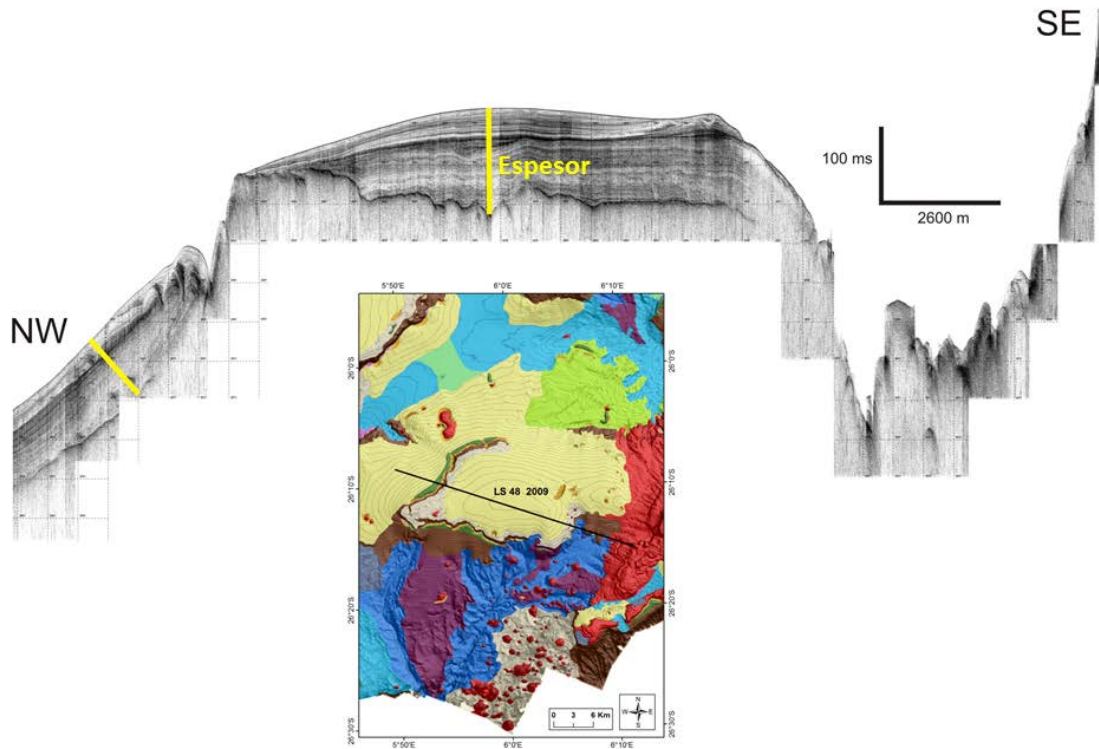


Figura 3.96. Localización y representación de la línea sísmica LS 48 2009.

Sector Meridional-Zona Oeste

En la Zona Oeste del Sector Meridional se registra un total de 725.37 km² de sedimento acumulados de los cuales 458.43 km², más de la mitad del área total, corresponde a un único *drift* orientado WNW-ESE

del que no se dispone la totalidad de la cartografía (Fig. 3.97). El resto de *drifts* son de menor entidad, y parte de ellos están orientados NW-SE (Fig. 3.98).

Los *drifts* de esta zona se ubican en un rango de profundidad entre los 789.95 m y los 2215.19 m, con una pendiente media de 10.05° , donde el valor máximo de curvatura es 3.74 y mínimo de -3.05. La reflectividad tiene un valor medio de -47.77 db, con un mínimo de -54.84 db y un máximo de -36.00 db.

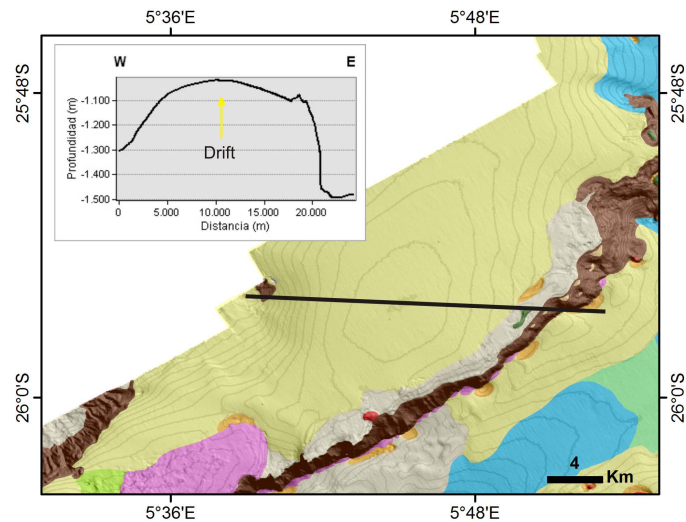


Figura 3.97. Perfil topográfico realizado sobre el *drifts* de mayores dimensiones localizado en el Sector Meridional-Zona Oeste.

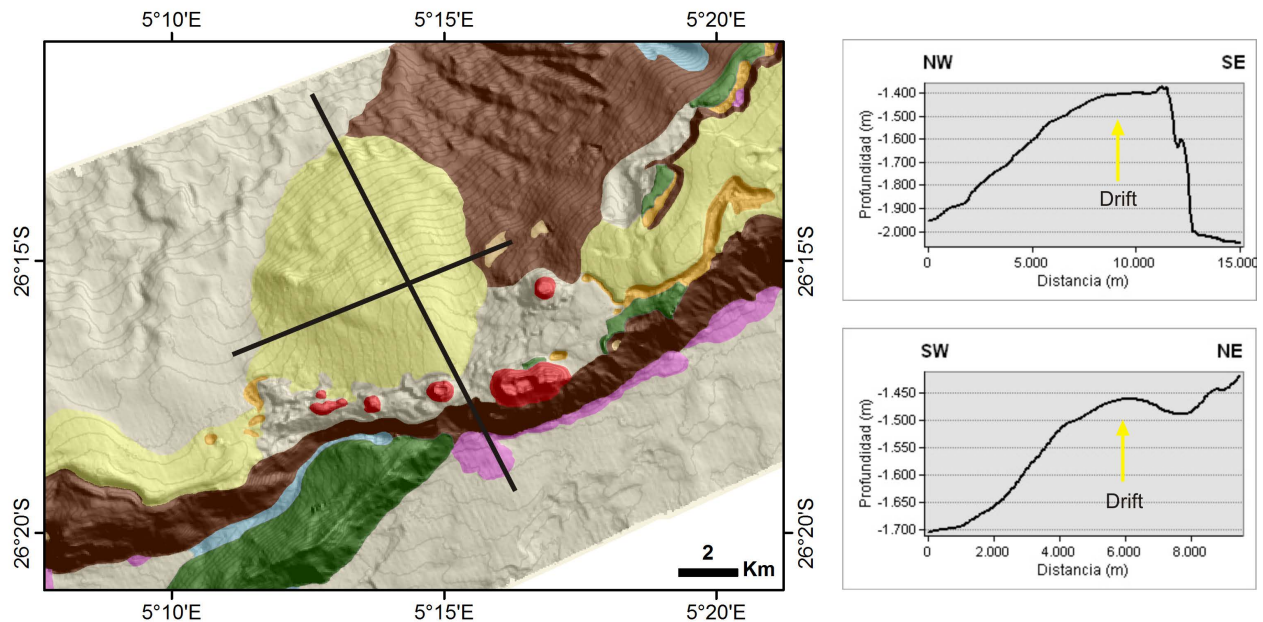


Figura 3.98. Perfiles topográficos realizados sobre una estructura tipo *drift* dispuesto NW-SE, perteneciente al Sector Meridional-Zona Oeste.

Sector Meridional-Zona Sur

Los principales *drifts* localizados en esta zona se disponen NE-SW siguiendo la dirección estructural de la dorsal (Fig. 3.99). Los *drifts* abarcan una extensión de 680.80 km² y se extienden desde 1410.22 m hasta 2390.78 m de profundidad, con un valor medio de la pendiente de 15.26°. Los valores de curvatura están entre un mínimo de 6.04 y un máximo de 4.48. El valor medio para la reflectividad de los *drifts* en esta zona es -46.97 db, con un valor mínimo de -53.05 db y máximo de -34.46 db.

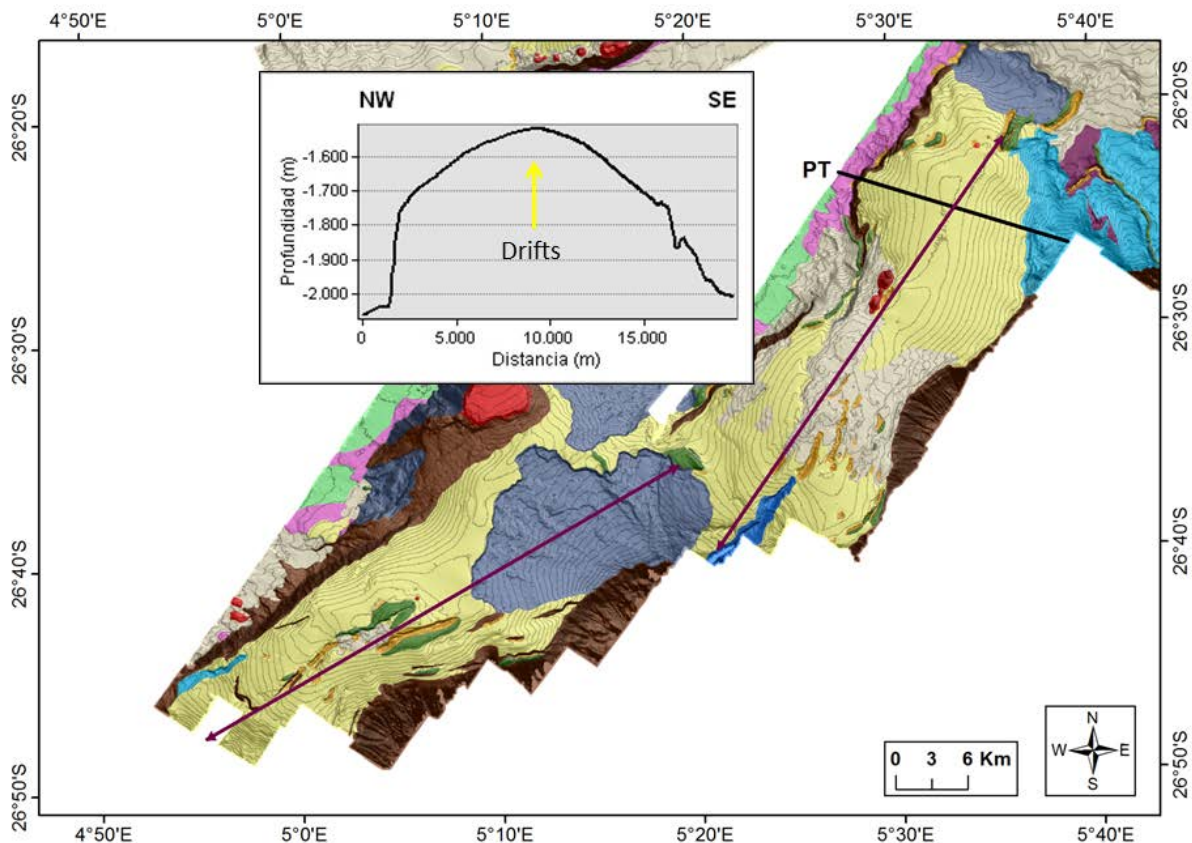


Figura 3.99. Localización de los *drifts* del Sector Meridional-Zona Sur, donde las líneas moradas indican la dirección de máxima elongación de los dos *drifts* más significativos de esta área. La línea PT representa la localización del perfil topográfico.

3.2.12 Terrazas

Se denominan “terrazas” a áreas sub-horizontales localizadas en zonas de fuerte pendiente y límite de talud (Fig. 3.100). Las terrazas suelen tener un terreno sub horizontal, que puede presentar irregularidades, y suponen una ruptura de la pendiente (Fig. 3.101 A y B). Se localizan en todos los

sectores salvo en la Zona Sur del Sector Meridional y ocupan en conjunto un área de 23.64 km². Estas morfologías representan el 0.14% del total de las morfologías identificadas en el Banco de Valdivia.

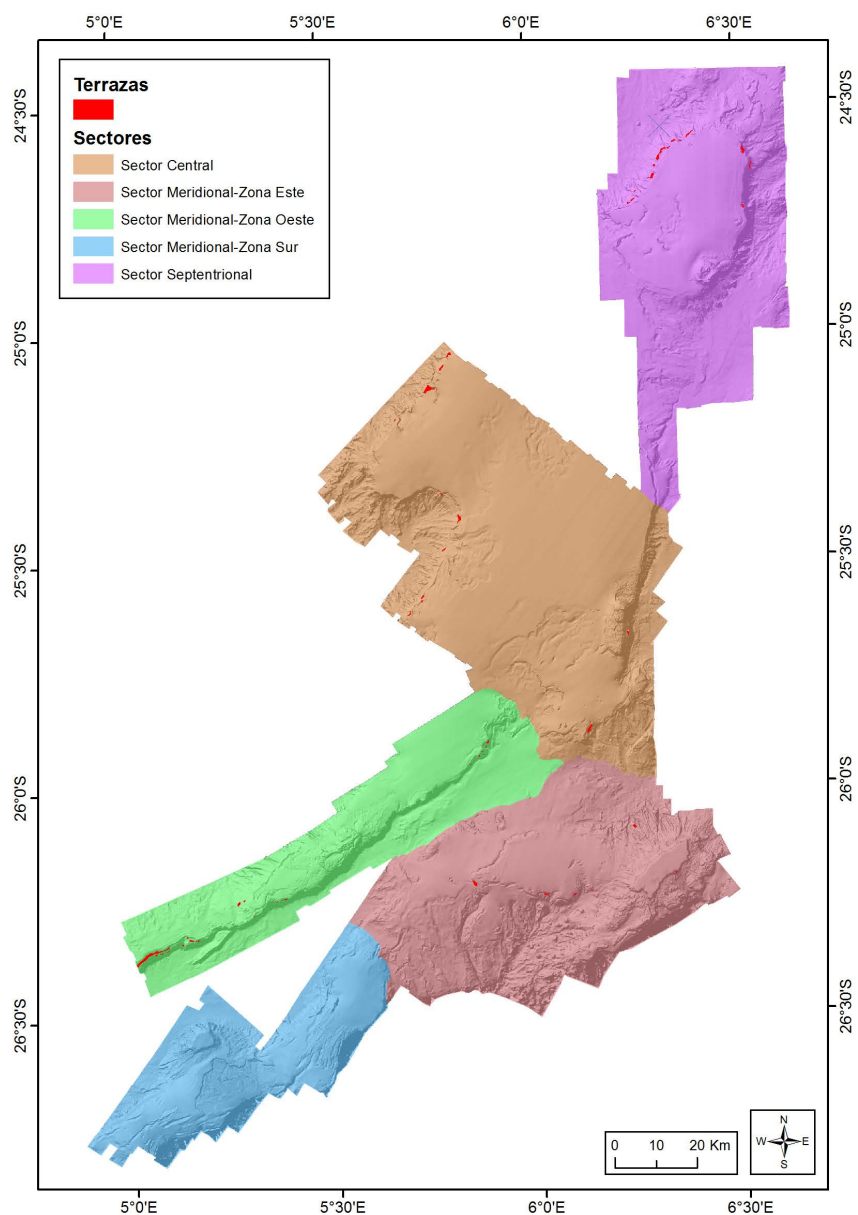


Figura 3.100. Localización de las Terrazas a lo largo de los diferentes sectores.

La morfología de las terrazas suele ser elongada, aunque pueden adoptar morfologías irregulares (Fig. 3.101A). En la zona de estudio podemos encontrar terrazas cuyas áreas oscilan entre 0.03 km² de mínima y un área máxima de 4.23 km². La profundidad media a la que se encuentran es 1522 m, siendo la profundidad mínima de 419 m y máxima de 1922 m. La pendiente media es de 21° y los valores de la reflectividad oscilan entre -53 db de mínima y -36 db de máxima, con una media de -46 db. La curvatura mínima para las terrazas es de -4.4, con una máxima de 5.5 y una media de -0.01.

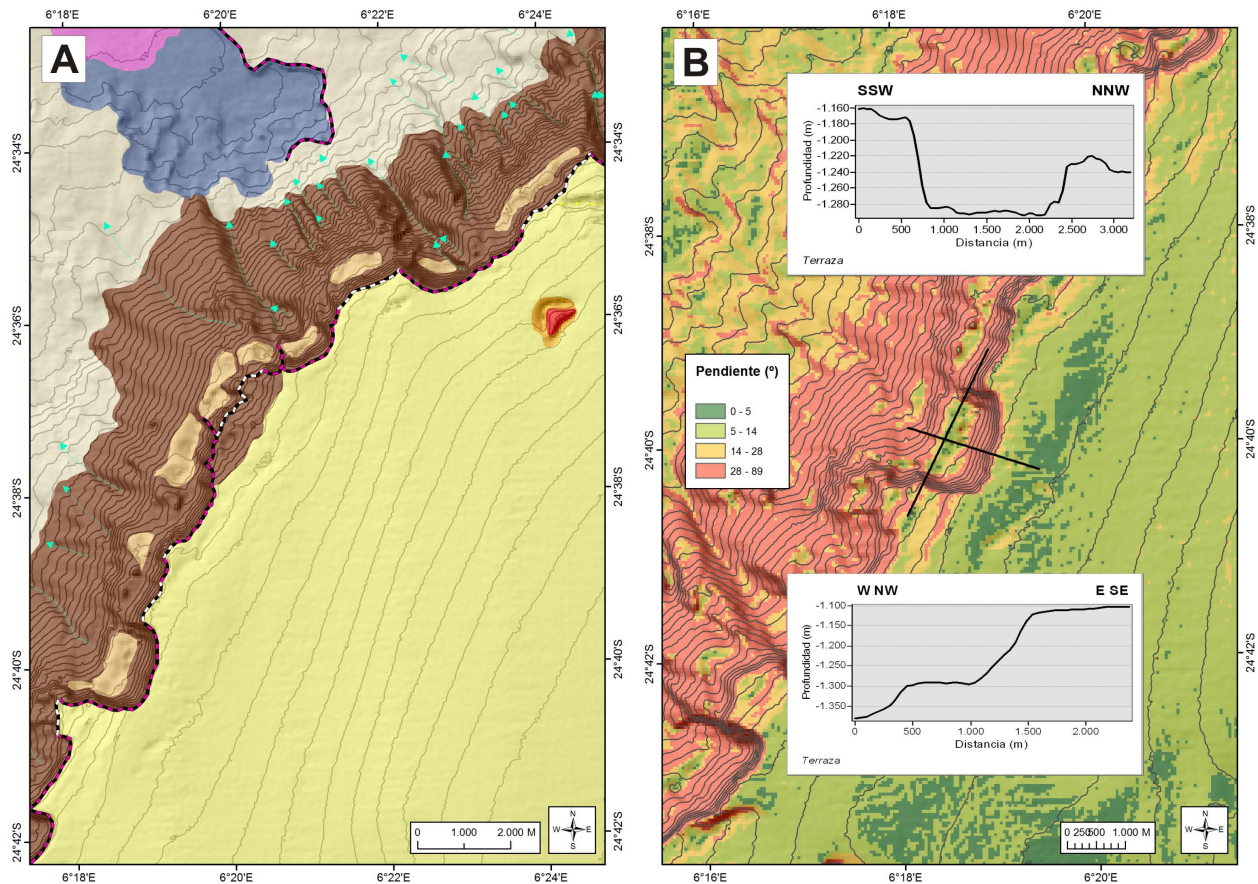


Figura 3.101. **A**, se muestran algunas morfologías de terrazas localizadas en el Sector Septentrional, con isobatas cada 20 m. **B**, Localización de dos perfiles topográficos en el Sector Septentrional que muestran la sección longitudinal y transversal de una terraza, con isobatas cada 20 m.

3.2.13 Áreas intercanales

Las áreas de intercanal o intercañón, separan los principales sistemas de cañones y canales, evolucionando con el desarrollo de las principales canalizaciones. Dentro de la zona de estudio estas áreas representan un 1.70% de las morfologías representadas y se localizan en el Sector Central y Meridional (Zona Este y zona Oeste), aunque es en el Sector Meridional-Zona Este donde son más frecuentes (Fig. 3.102).

Estas áreas se extienden a lo largo de 280.17 km² y suponen un 1.7 % de las morfologías identificadas en este estudio. Se localizan entre 1083,65 m y 2648,13 m de profundidad, siendo la media de 1564.48 m. La pendiente oscila entre 0.09° y 84.19°, siendo el gradiente medio de 23.53°. La curvatura máxima para estas zonas es de 9.97 y la mínima de -8.89. El gradiente medio de la reflectividad es -47.18 db, donde el valor máximo es -36.37 db y el mínimo es -53.69 db.

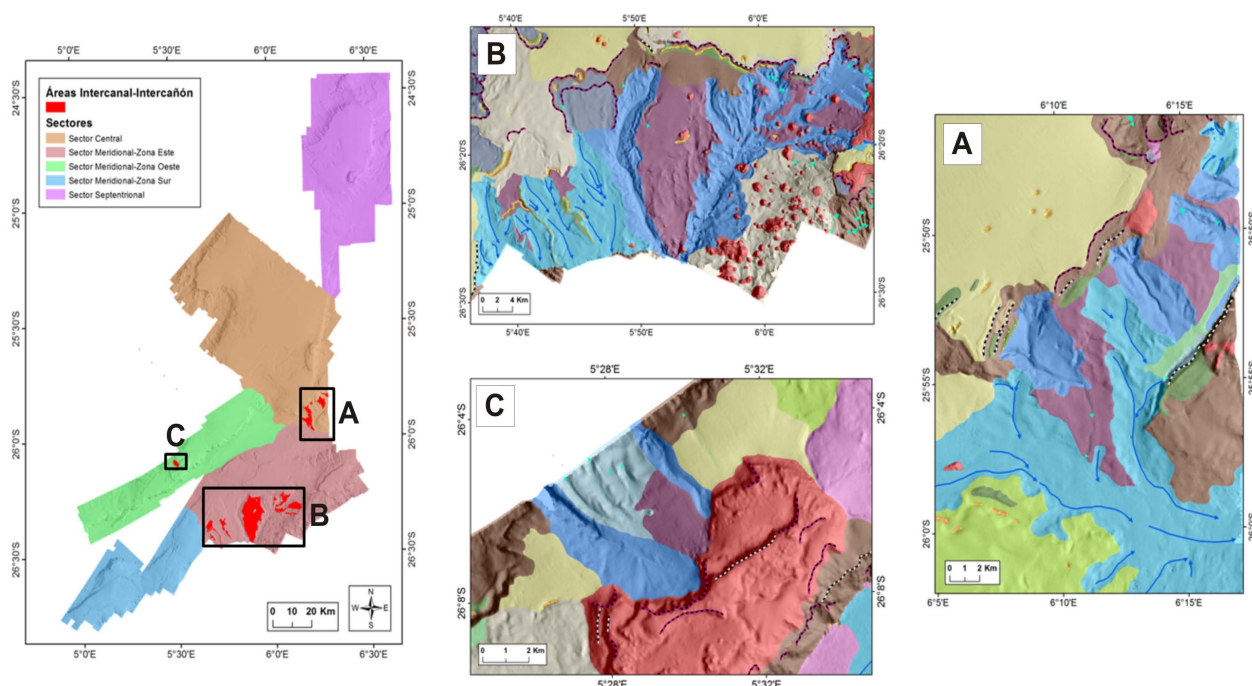


Figura 3.102. Localización de las diferentes áreas intercanal o intercañón a lo largo del sector meridional (A y B) y sector central (C).

En el Sector Central las áreas intercanal ocupan un total de 45.09 km^2 y en algunos casos, llegan a dividir hasta 4 sistemas de canales y/o cañones diferentes (Fig. 3.102 A). El gradiente medio de la pendiente para este sector es de 24.2° , con una media mínima de 18.6° y una máxima de 31.5° . Como se muestra en el perfil topográfico de la figura 3.103, la superficie de las áreas intercanal-intercañón pueden presentarse irregulares, contener *gullies* o crestas en las zonas limítrofes.

En el Sector Meridional estas áreas abarcan 235.33 km^2 , de los cuales 228.59 km^2 pertenecen a la Zona Este y 6.7 km^2 a la Zona Oeste. Respecto al gradiente de la pendiente, la media para las áreas intercanal localizadas en el Sector Meridional es de 27.7° , con una media mínima de 14.2° y una máxima de 48.1° . Es en este sector donde se ubican la mayoría de estas estructuras (Fig. 3.102 A y B), alcanzando una extensión de 152 km^2 y unas dimensiones máximas de 23 km de longitud por 12 km de anchura. En estas áreas es normal encontrar superficies irregulares, depresiones, *gullies* o edificios volcánicos (Fig. 3.104, perfil A1). Las áreas intercanales se caracterizan por presentar estructuras tipo cresta (Fig. 3.104, perfil A2). En la zona oeste del sector meridional, solo existe una pequeña área, de 6.7 km^2 , que separa dos sistemas diferentes de cañones paralelos.

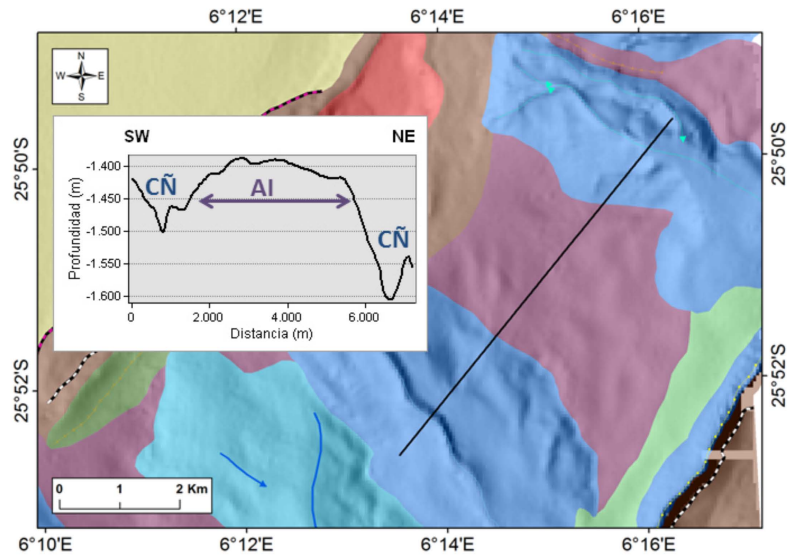


Figura 3.103. Perfil topográfico ubicado en el sector central sobre un área intercañón. AI, Área intercañón; CÑ, cañón.

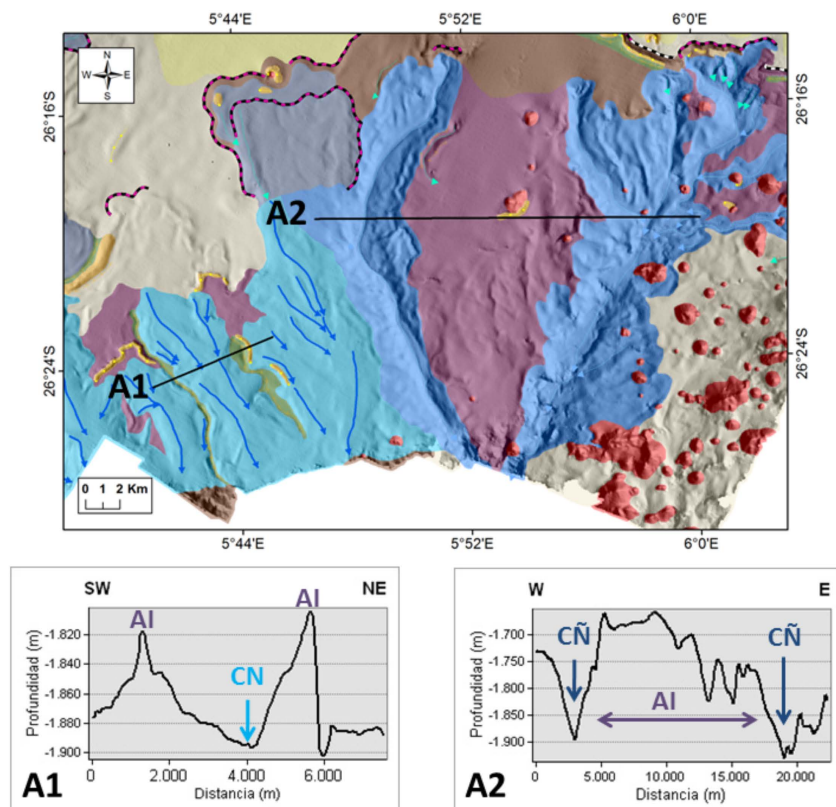


Figura 3.104. Perfiles topográficos (A1 y A2) ubicados en el Sector Meridional en diferentes áreas. AI, Área intercañón. CÑ, Cañón.

3.2.14 Áreas suaves

Se denominan áreas suaves aquellas zonas que presenten un bajo gradiente de la pendiente, normalmente $<9^\circ$, donde no se han desarrollado estructuras importantes y sobre las cuales no se observan grandes procesos erosivos. La gran mayoría de estas áreas se encuentran en la zona límite cartografiada, por lo que su cartografía está incompleta. En esta categoría se han incluido todo tipo de áreas suaves que no se han incluido en ninguna de las categorías definidas anteriormente. Las áreas suaves se identifican a lo largo de toda la zona de trabajo abarcando un total de 698.18 km² y representan un 4.21 % de las morfologías en la zona de estudio (Fig. 3.105).

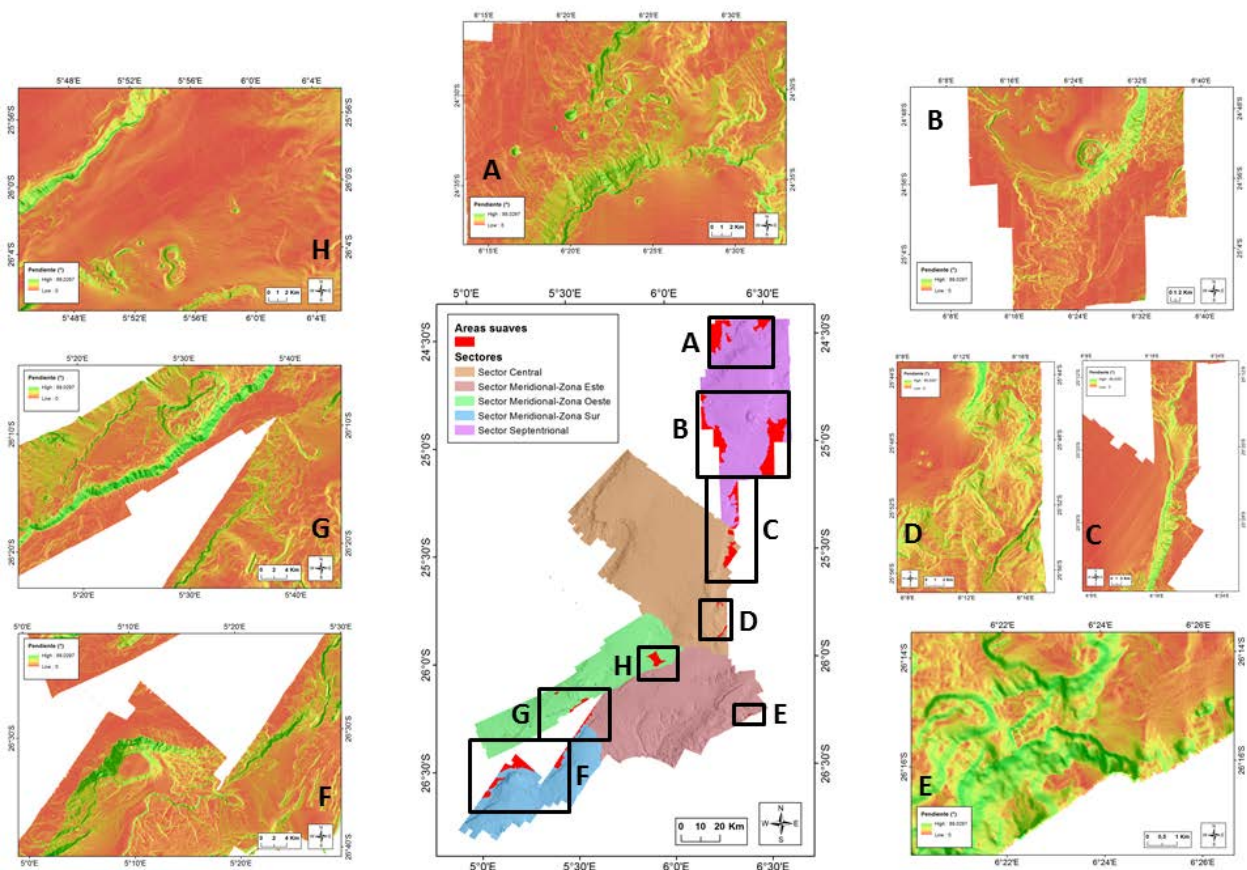


Figura 3.105. Ubicación de las áreas sin evidencias de erosión a lo largo de los diferentes sectores de la Dorsal de Walvis con su representación de sus modelos digitales de pendiente.

Las áreas suaves se concentran en un rango de profundidad de 1069.27 m hasta 2447.30 m, con una media del gradiente de la pendiente es 6.02°. La curvatura máxima es 48.35 y la mínima -18.45. Los

valores de reflectividad oscilan entre -36.00 db de máxima y -54.58 db de mínima, con un valor medio de -46.97 db.

3.2.15 Drape

En algunas zonas se han identificado acumulaciones de sedimentos, que a diferencia de los *drifts*, no alcanzan un desarrollo vertical importante, sino que se encuentran tapizando parte del fondo oceánico confiriéndole una textura suavizada. A estos sedimentos nos referiremos como *drape*, y se pueden observar a lo largo de los tres sectores, aunque es en el Sector Septentrional donde se localizan la mayor parte de ellos. Los *drape* abarcan un total de 406.28 km² y representan un 2.53 % de las morfologías en la zona de estudio (Figs. 3.106 y 3.107).

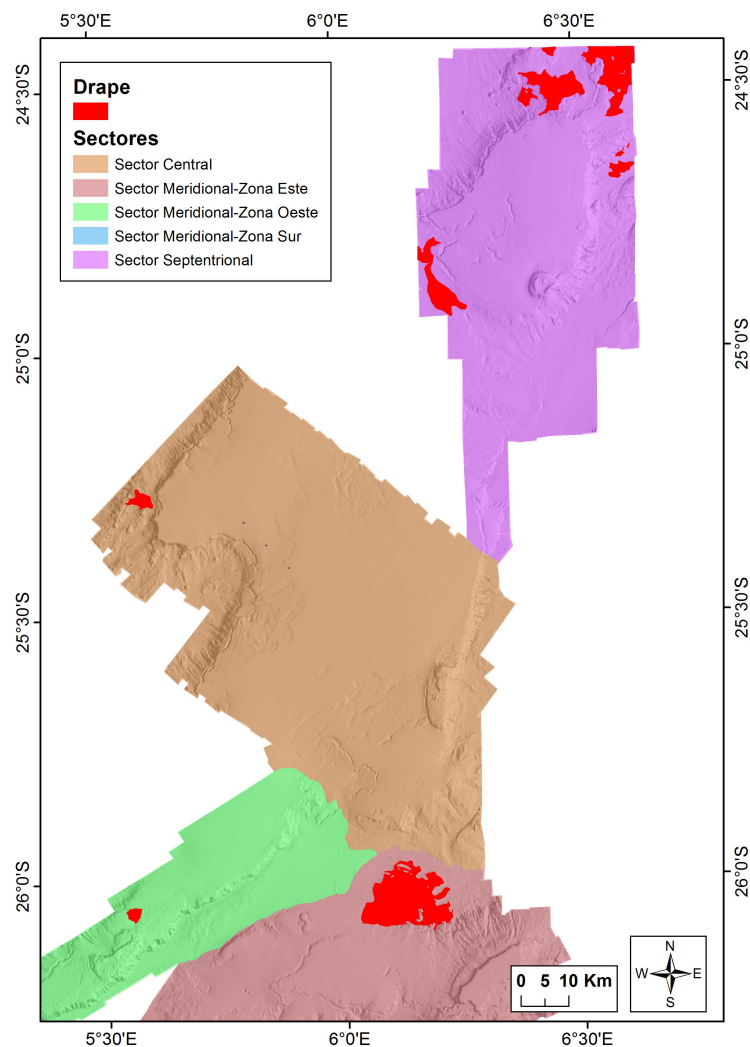


Figura 3.106. Localización de los *drape* a lo largo de la zona de estudio.

Los *drape* se localizan en un rango de profundidad que oscila entre 1022.68 m y 2008.34 m, con profundidad media de 1508.33 m. El gradiente de la pendiente está entre 75.74° de máxima y 0.03° de mínima, con un valor medio de 13.35°. La curvatura máxima para estas zonas es de 3.49 y la mínima de -7.45. El gradiente medio de la reflectividad es -47.28 db, donde el valor máximo es -36.37 db y el mínimo es -53.31 db. El *drape* de mayores dimensiones, 171.90 km², se ubica en el Sector Meridional-Zona Este y se dispone en la ladera meridional de un gran canal que limita con el Sector Central (Fig. 3.107B). Este gran *drape* se encuentra localizado a una profundidad media de 1569.69 m y presenta un gradiente medio de la pendiente de 12.89°, valor muy próximo a la media total. El *drape* de menores dimensiones, 0.325 km², se ubica en el Sector septentrional en las inmediaciones de un canal. Este pequeño *drape* se desarrolla a una profundidad media de 1943.63 m, valor muy próximo a la media total, y donde el valor medio del gradiente de la pendiente es 15.19°.

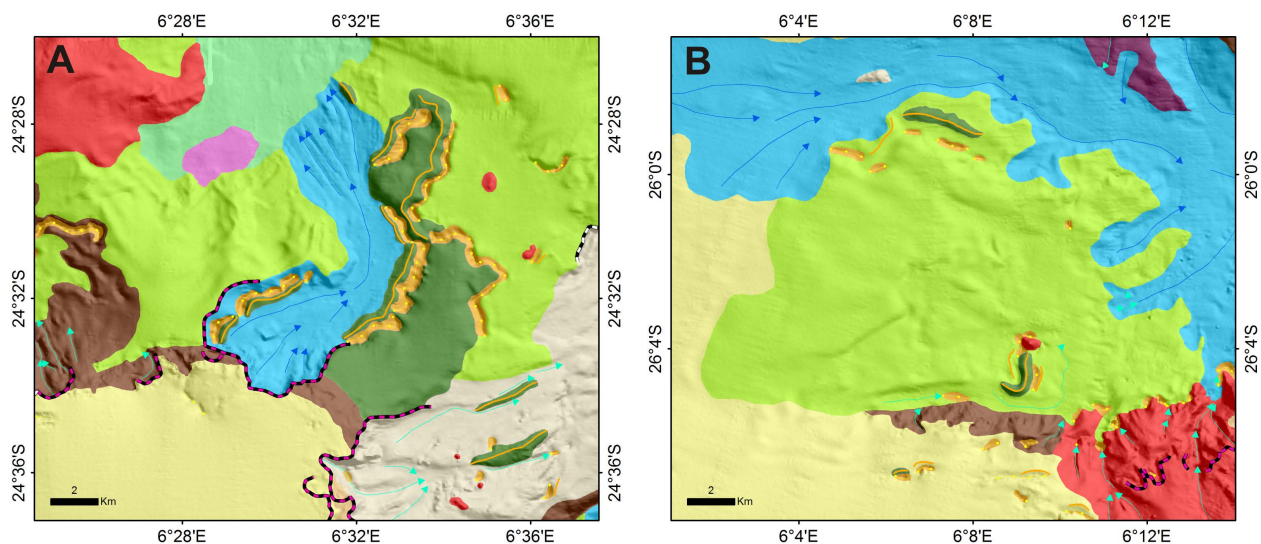


Figura 3.107. Ejemplo de *drapes* en el Sector Septentrional (A) y en la Zona Este del Sector Meridional (B).

Capítulo IV: Análisis sísmico

En éste apartado se procederá a realizar el estudio e interpretación de los perfiles sísmicos adquiridos durante las campañas del Proyecto RAPSUR en 2009 y 2010 (Fig. 4.1). El procesado de las líneas sísmicas se realizó siguiendo la metodología descrita en el capítulo II.

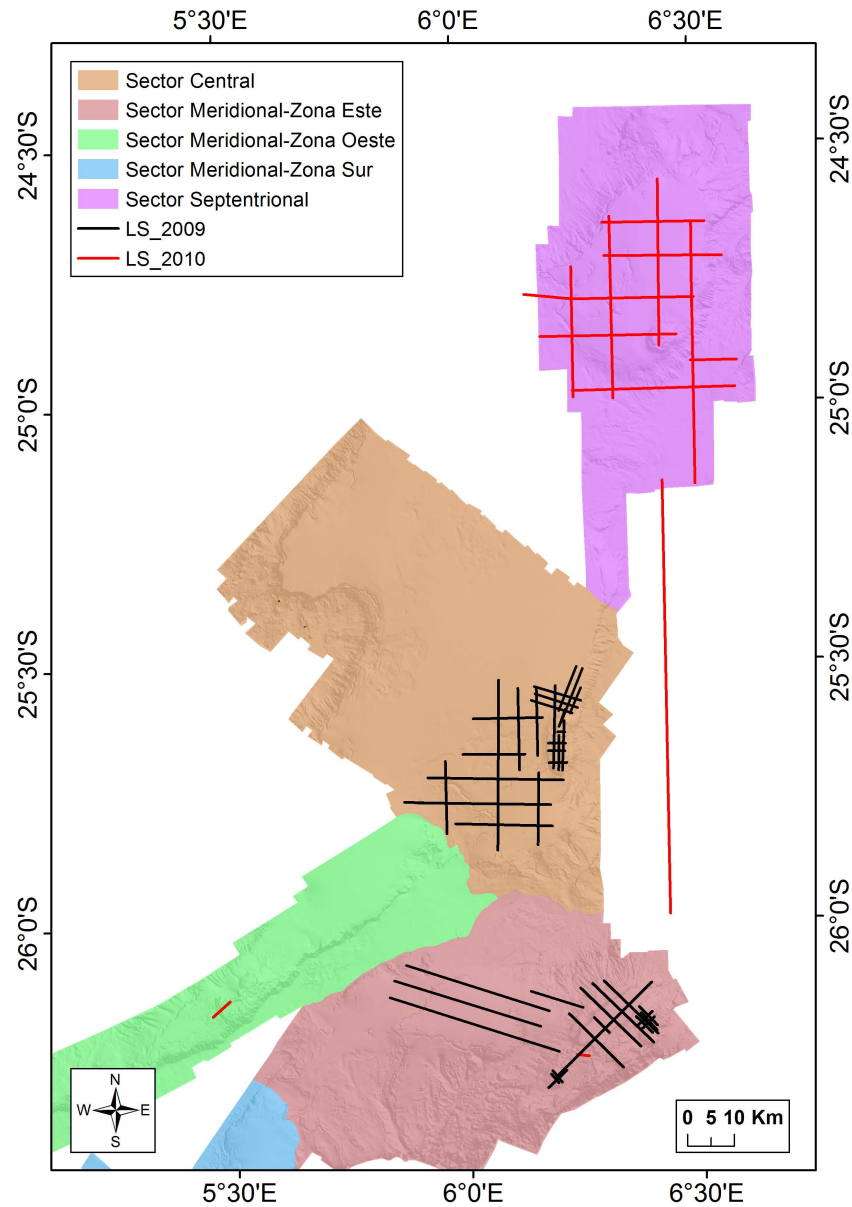


Figura 4.1. Localización de las líneas sísmicas prospectadas a lo largo del segmento central de la Dorsal de Walvis durante las campañas de 2009 y 2010.

La descripción y análisis de las líneas sísmicas existentes en el área de estudio se ha realizado según la metodología convencional dentro del análisis sísmico, (Mitchum, 1977) y que se divide en cinco etapas:

- Determinación de la geometría de los reflectores secundarios y su relación respecto a las discontinuidades mayores.
- Identificación de las ecofacies características de cada unidad, que marcan la configuración interna de los reflectores.
- Trazado de los reflectores de primer orden que constituyen las discontinuidades mayores.
- Correlación de los límites de unidades y de las discordancias entre los diferentes perfiles sísmicos prospectados dentro de cada sector.
- Descripción e interpretación de los mismos.

4.1 Descripción de las ecofacies

El análisis de los perfiles sísmicos disponibles en el área de estudio de la Dorsal de Walvis, ha permitido la identificación de 6 tipos de ecofacies: **ecofacies de reflector singular o de tipo 1**, **ecofacies estratificadas de tipo 2**, **ecofacies semi-transparentes o de tipo 3**, **ecofacies transparentes o de tipo 4**, **ecofacies hiperbólicas o de tipo 5** y **ecofacies caóticas o de tipo 6** (Tabla 4.1). Del análisis de los distintos tipos de ecofacies definidas, se han podido identificar hasta 24 subtipos (Fig. 4.2).

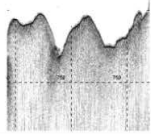
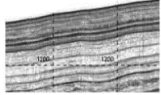
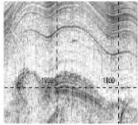
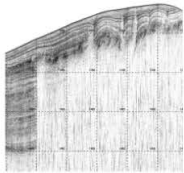

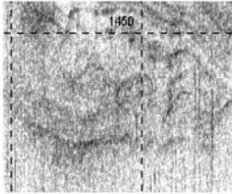
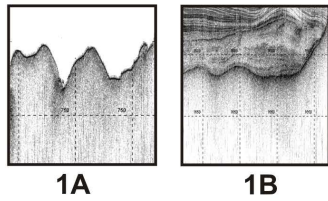
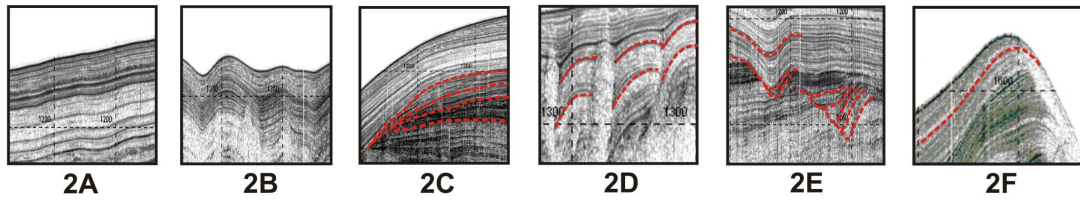
ECOFACIES	TIPO	DESCRIPCIÓN	MORFOLOGÍA
	Reflector singular	Solo se observa el reflector que representa el fondo marino o paleo-fondo	De aplacerado a irregular
	Estratificada	Reflectores paralelos o subparalelos entre sí, algunos con más amplitud que otros.	Laminar
	Semi transparente	No se pueden seguir los reflectores con certeza, pero presenta cierta estructura interna.	Laminar
	Transparente	No presenta reflectores, ni estructura interna. Base erosiva.	Lenticular, en cuña, masiva, pluma, tabular
	Hiperbólica	Reflectores en forma de hipérboles, sin estructura interna.	Convexa o cóncava hacia arriba
	Caótica	Presenta reflectores, pero su estructura interna no refleja bien la estratificación. Se intuye la continuidad de algunos reflectores.	Indefinida

Tabla 4.1. Descripción de las diferentes ecofacies identificadas en los perfiles sísmicos.

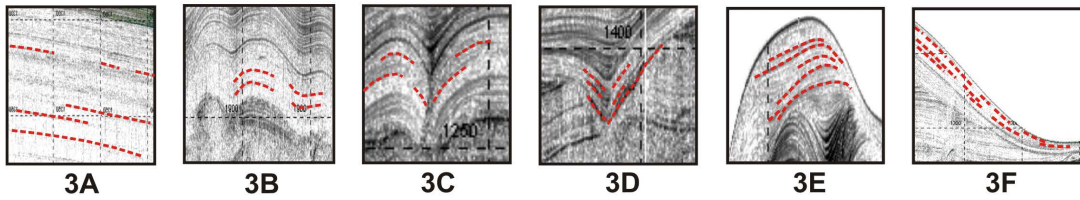
Sin reflectores



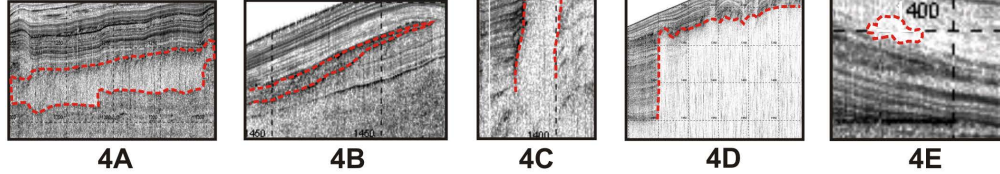
Estratificadas



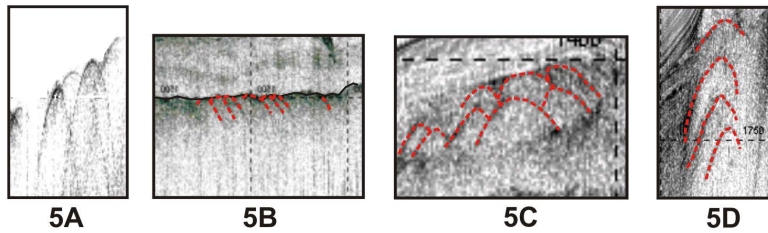
Semi-transparentes



Transparentes



Hiperbólicas



Caóticas

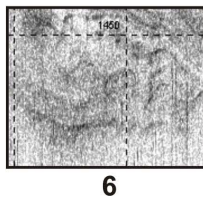


Figura 4.2. Diferentes subtipos de ecofacies identificadas en el área de estudio.

A continuación, se hace una descripción de cada tipo y subtipo de ecofacies en el área de estudio.

4.1.1 Ecofacies de reflector singular o de tipo 1

Las **ecofacies de reflector singular o de tipo 1** se caracterizan por presentar un único reflector con una amplitud de media a muy alta, bajo la cual no se identifica ningún otro reflector. Estas ecofacies se dividen en dos tipos, las **ecofacies tipo 1A** y **ecofacies de tipo 1B** (Fig. 4.2).

Las **ecofacies de tipo 1A**, se corresponden con fondos de muy alta reflectividad, donde gran parte de la energía emitida no ha sido absorbida por el sustrato y es devuelta a la superficie (Fig. 4.3). Este reflector se muestra bien marcado, con una alta amplitud y continuidad a lo largo del registro.

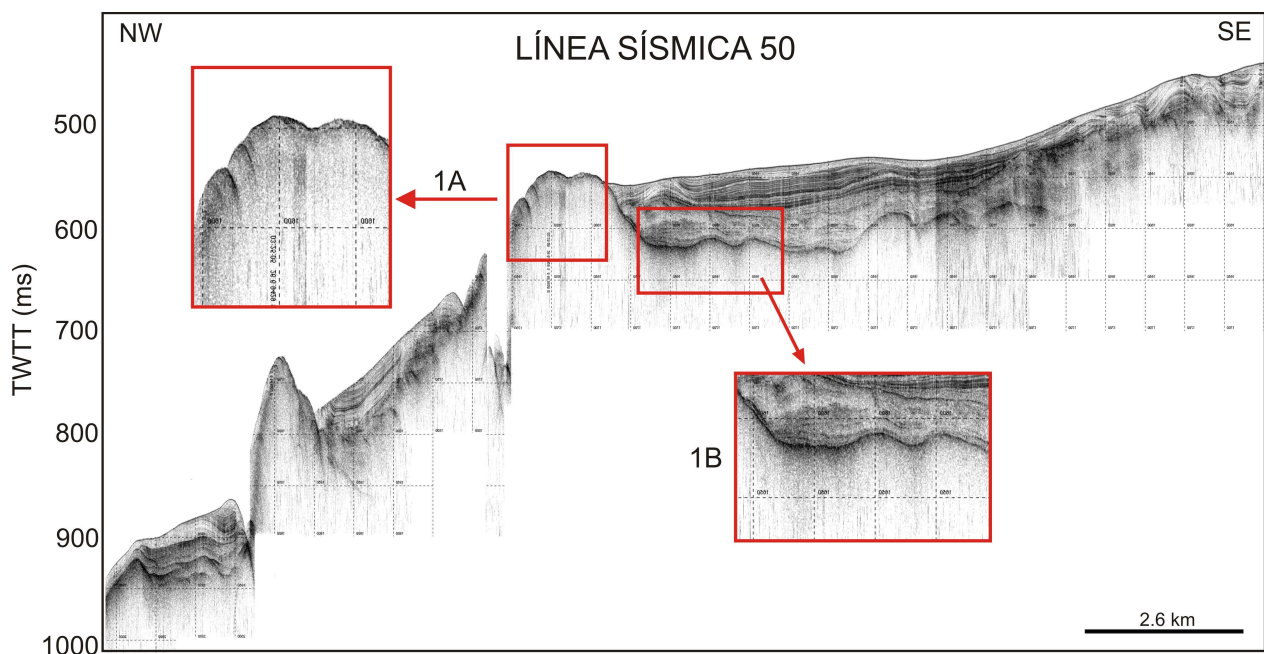


Figura 4.3. Ejemplos de las ecofacies de tipo 1A y 1B en la línea sísmica LS 50.

Las ecofacies de tipo **1B**, muestran un reflector muy similar al de tipo 1A, aunque en algunos puntos este reflector se presenta discontinuo y con una amplitud más baja que en el tipo 1A. A diferencia de las ecofacies 1A, este reflector está cubierto por un espesor de sedimentos que llega a alcanzar hasta 200 ms (Fig. 4.3).

4.1.2 Ecofacies estratificadas o de tipo 2

Las **ecofacies estratificadas o de tipo 2**, presentan reflectores paralelos o subparalelos entre sí, con una amplitud variable que va de baja a alta, donde la frecuencia de los mismos es de media a alta y se presentan bastante continuos. Sus reflectores tienen una morfología laminar, donde los contactos entre si son concordantes mientras que con las ecofacies colindantes pueden llegar a tener contactos discordantes. Se pueden distinguir hasta seis subtipos en función de la disposición y morfología de los reflectores; **ecofacies 2A, ecofacies 2B, ecofacies 2C, ecofacies 2D, ecofacies 2E y ecofacies 2F** (Fig. 4.2).

En las **ecofacies de tipo 2A**, los reflectores se disponen de forma laminar y presentan amplitudes muy variables, aunque es en este tipo de ecofacies, donde se dan las mayores amplitudes (Fig. 4.4).

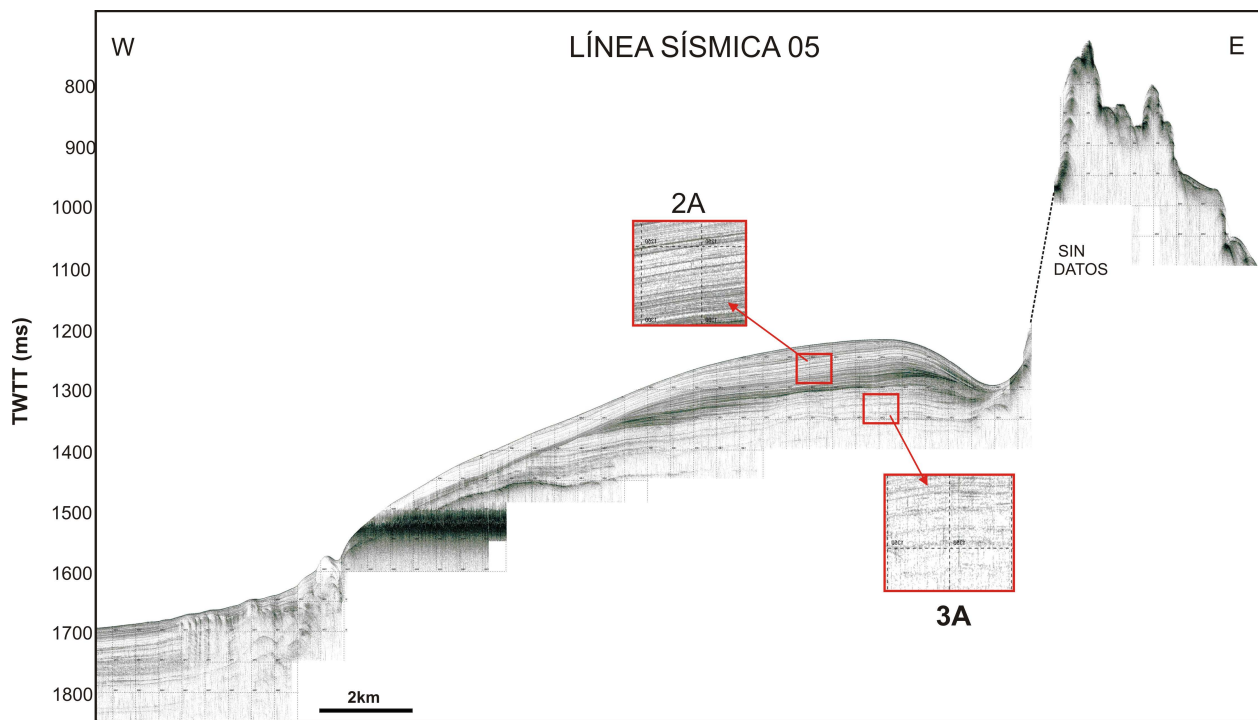


Figura 4.4. Ejemplos de las ecofacies 2A y 3A en la línea sísmica LS 05.

Los reflectores de las **ecofacies de tipo 2B**, adoptan una morfología ondulada que puede presentarse en diferentes grados (Fig. 4.5); ondas de baja amplitud, ondas de amplitud media y ondas de alta amplitud. Los reflectores de este tipo de ecofacies, presentan amplitudes menores a las que se dan en las ecofacies de tipo 2A.

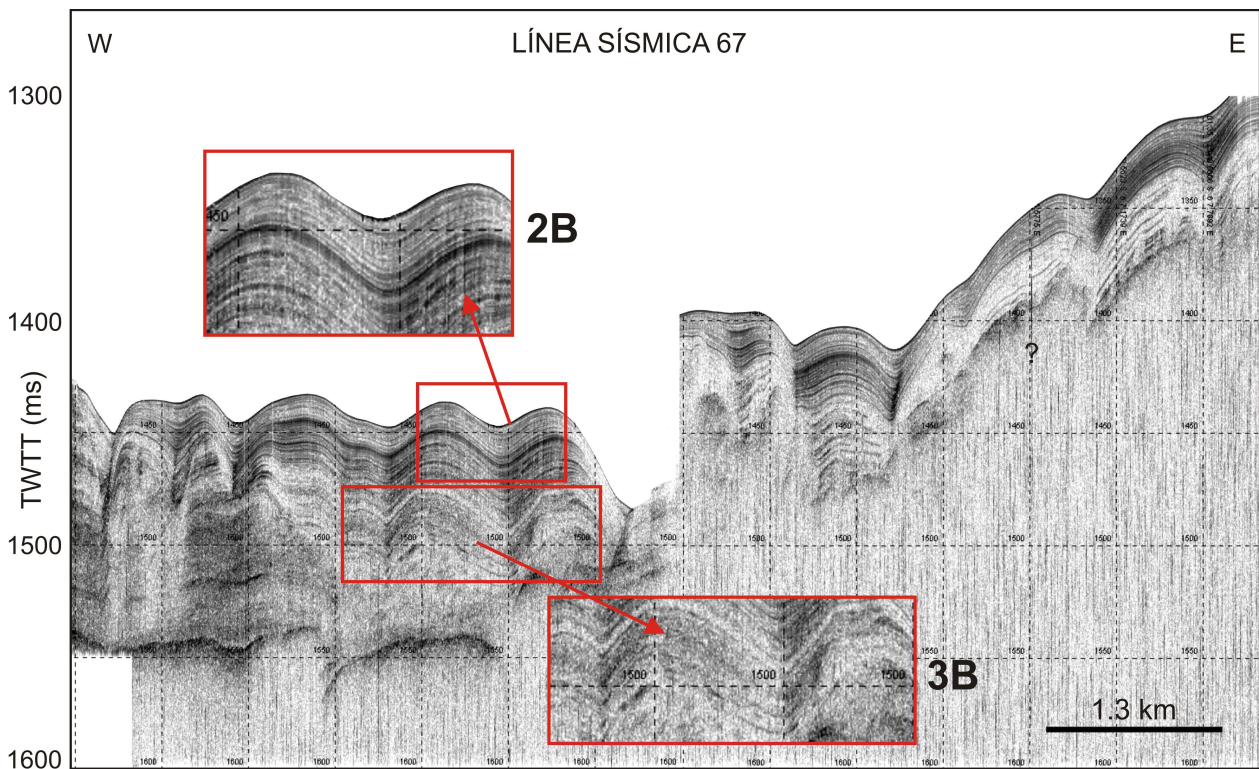


Figura 4.5. Ejemplos de las ecofacies 2B y 3B en la línea sísmica LS 67.

Los reflectores de las **ecofacies de tipo 2C**, mantienen una morfología divergente (Fig. 4.6), haciendo que el espesor entre ellos disminuya hacia los extremos. Estos reflectores presentan amplitudes de medias a altas, muy similares a las ecofacies de tipo 2A, donde sus contactos con las unidades infrayacentes son discordantes. Las ecofacies de tipo 2C se localizan en zonas de tránsito entre unidades sedimentarias y el basamento acústico.

En las **ecofacies de tipo 2D**, los reflectores son convexos y se encuentran limitados por fallas. La amplitud de los reflectores de las ecofacies 2C y 2D es de baja a media (Fig. 4.7). Este tipo de ecofacies solo se localizan en el Sector Central.

Las **ecofacies de tipo 2E**, se corresponden con reflectores de baja a media amplitud de morfología cóncava, que se caracterizan por presentar contactos erosivos con las facies infrayacentes (Fig. 4.8). Este tipo de ecofacies se localizan en el Sector Central y en el Sector Meridional.

Los reflectores de las ecofacies **de tipo 2F**, adoptan una morfología de forma monticular, con amplitudes medias y alta frecuencia. Este tipo de ecofacies suele darse en áreas de *drifts* (Fig. 4.9).

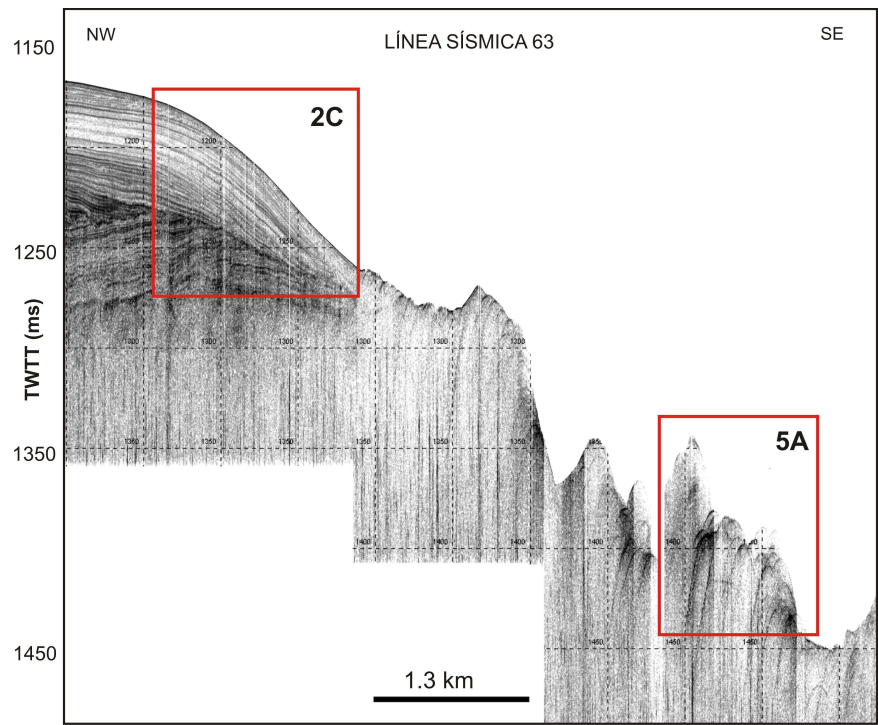


Figura 4.6. Ejemplos de las ecofacies 2C y 5A en la línea sísmica LS 63.

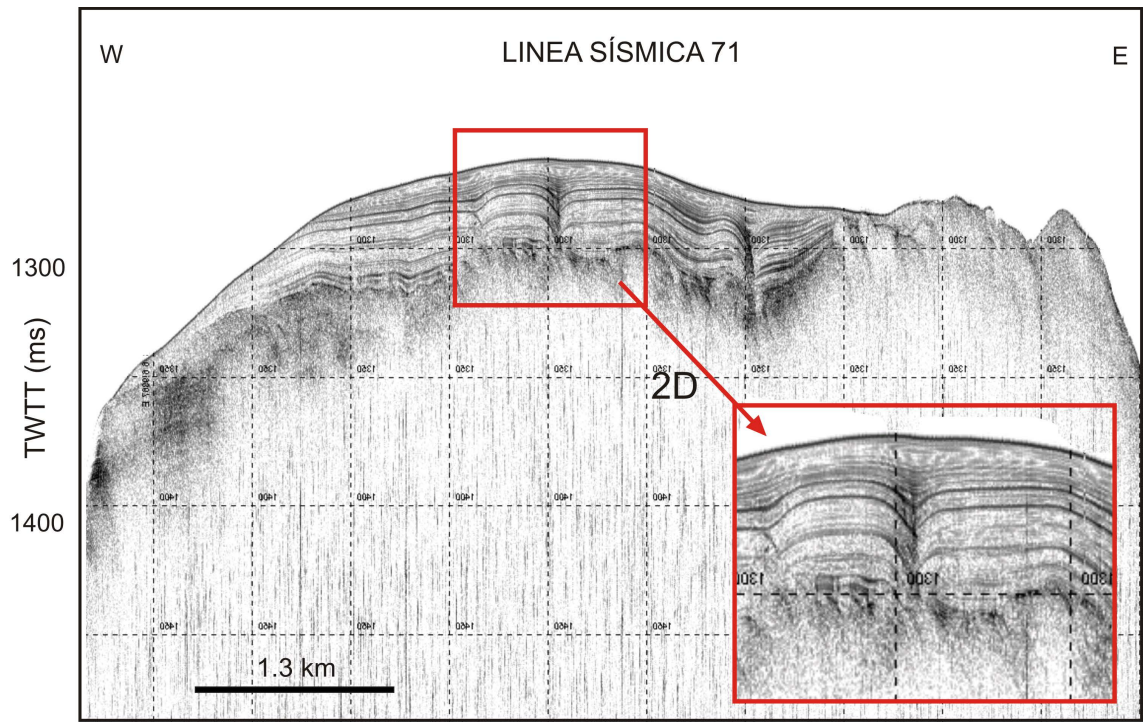


Figura 4.7. Ejemplo de la ecofacie 2D en la línea sísmica LS 71.

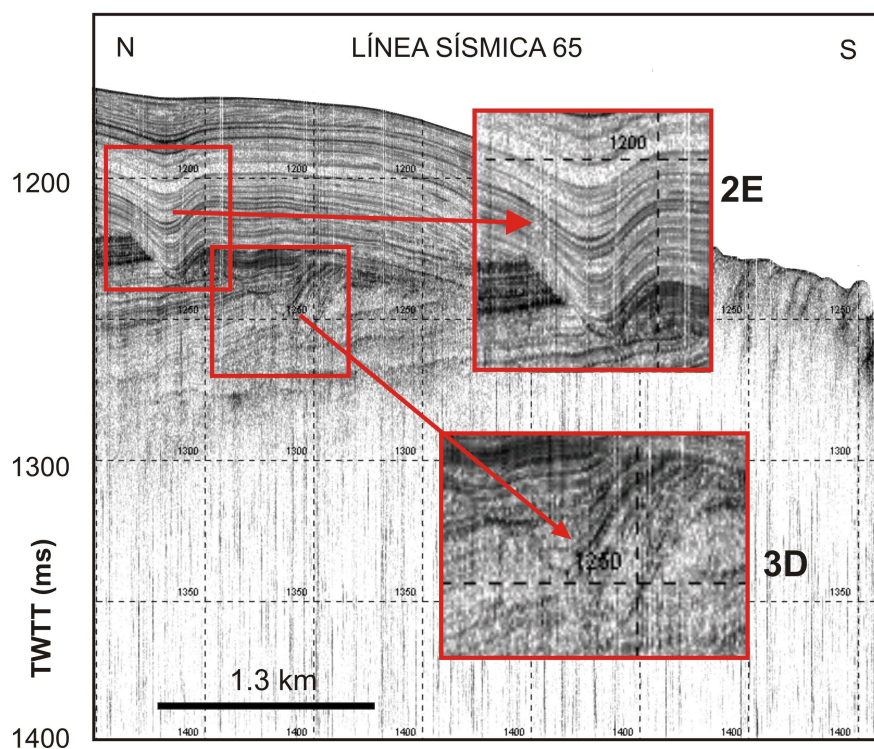


Figura 4.8. Ejemplos de la ecofacies de tipo 2E y 3D en la línea sísmica LS 65.

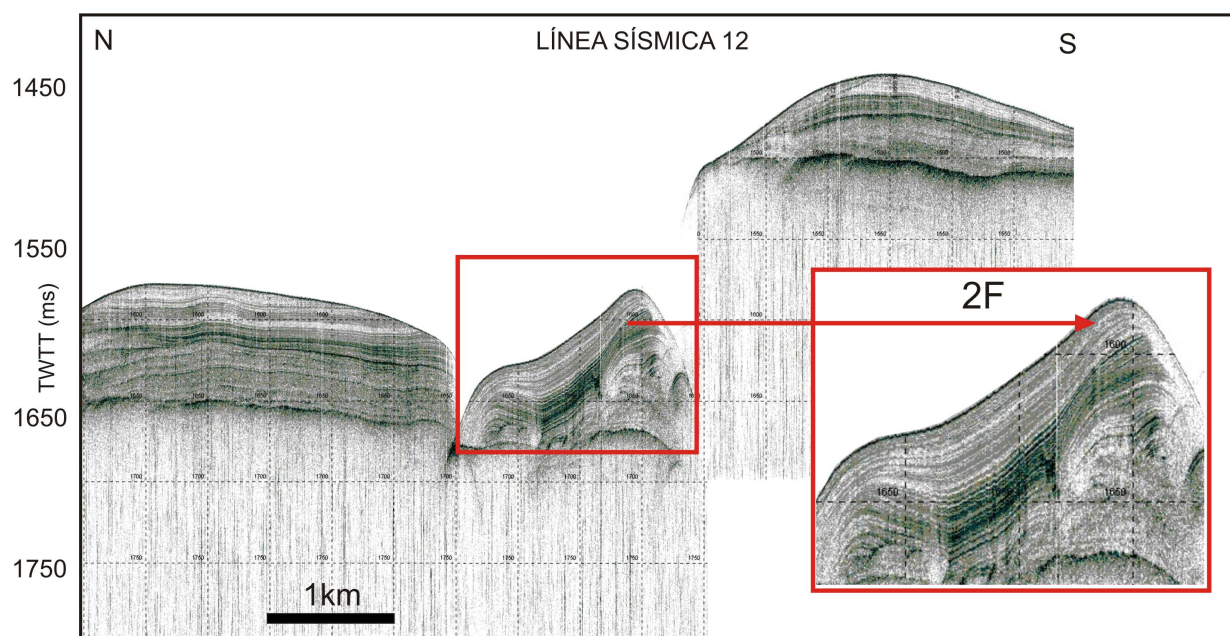


Figura 4.9. Ejemplo de la ecofacies de tipo 2F en la línea sísmica LS 12.

4.1.3 Ecofacies semitransparentes o de tipo 3

En las **ecofacies semi-transparentes o de tipo 3**, los reflectores se caracterizan por presentar amplitudes bajas o muy bajas y la continuidad de los mismos es media o baja, lo que conlleva que los reflectores no puedan ser seguidos con certeza a lo largo del registro, aunque puede observarse cierta estructura interna. En función de la disposición y morfología de los reflectores se distinguen hasta cinco subtipos; **ecofacies 3A, ecofacies 3B, ecofacies 3C, ecofacies 3D y ecofacies 3E** (Fig. 4.2).

Las **ecofacies de tipo 3A**, presentan reflectores que se disponen de forma laminar (Fig. 4.4), mientras que en las **ecofacies de tipo 3B** los reflectores mantienen una morfología ondulada (Fig. 4.5). En las **ecofacies de tipo 3C**, los reflectores son convexos y se encuentran limitados por fallas (Fig. 4.10). Las **ecofacies de tipo 3D** se caracterizan por reflectores con morfología cóncava, que presentan contactos erosivos con las facies infrayacentes (Fig. 4.8). Los reflectores de las ecofacies **estratificadas de tipo 3E**, aparecen convexos adoptando una morfología monticular, con amplitudes medias a bajas y alta frecuencia (Fig. 4.11).

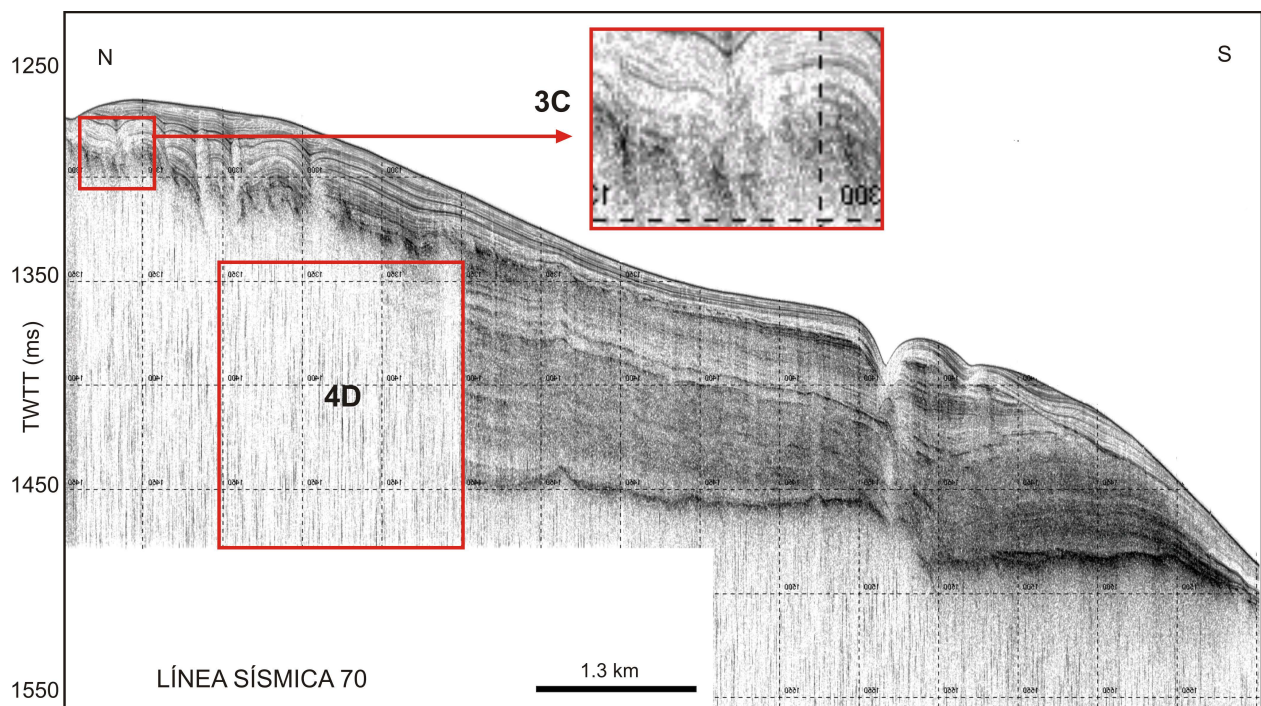


Figura 4.10. Ejemplos de la ecofacies de tipo 3C y 4D en la línea sísmica LS 70.

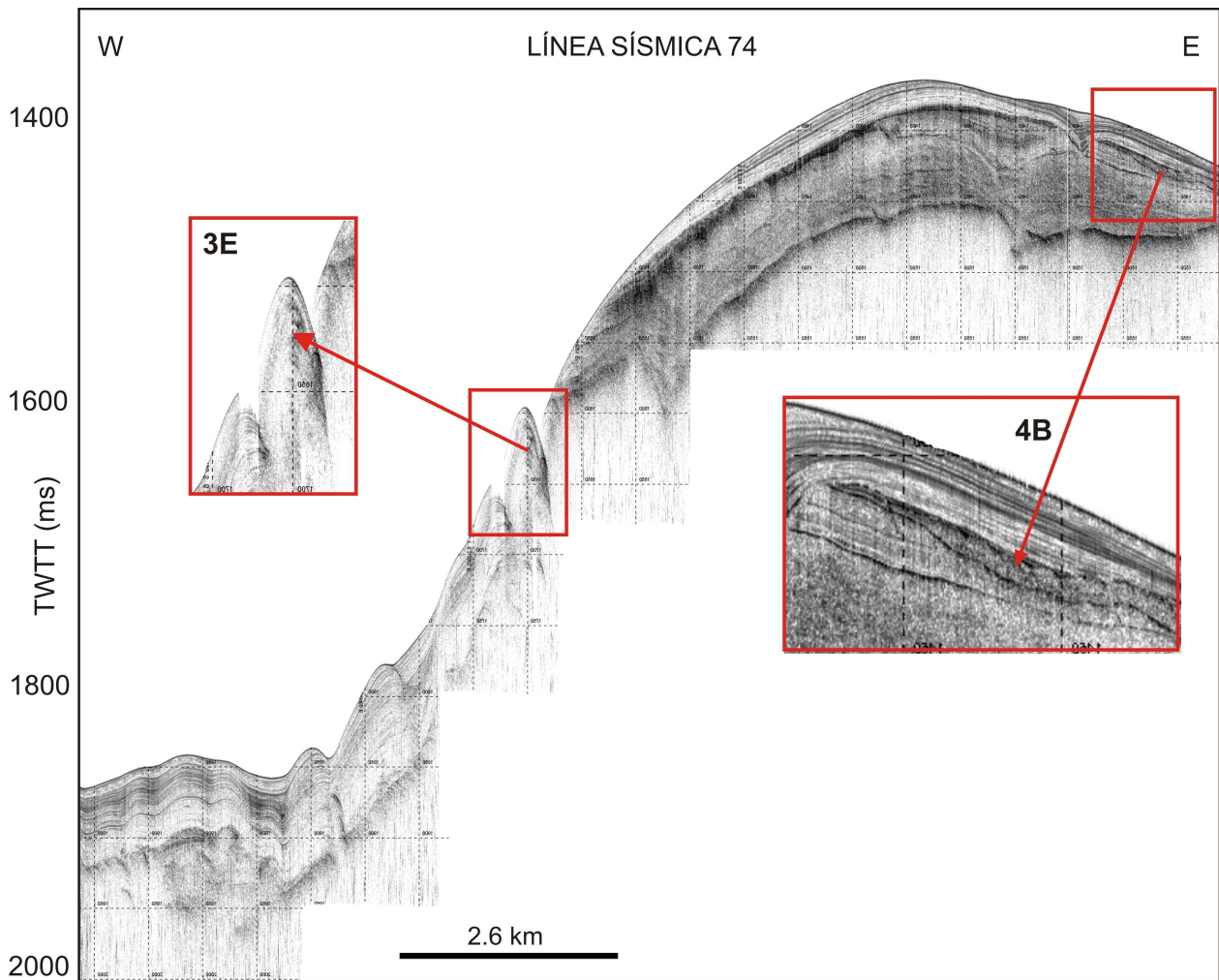


Figura 4.11. Ejemplos de la ecofacies de tipo 3E y 4B en la línea sísmica LS 74.

4.1.4 Ecofacies transparentes o de tipo 4

En las **ecofacies transparentes o de tipo 4**, no se observan reflectores, ni ningún otro tipo de estructura interna. Este tipo de ecofacies presenta una amplia gama de morfologías a diferentes escalas y el contacto con las unidades adyacentes es erosivo. En función de la geometría que adquieren estas ecofacies se han identificado cinco subtipos; las **ecofacies 4A**, **ecofacies 4B**, **ecofacies 4C**, **ecofacies 4D** y **ecofacies 4E** (Fig. 4.2).

Las ecofacies de tipo 4A, presentan una morfología tabular o en cuña y se disponen paralelas a los reflectores adyacentes, irrumpiendo la continuidad lateral (Fig. 4.12).

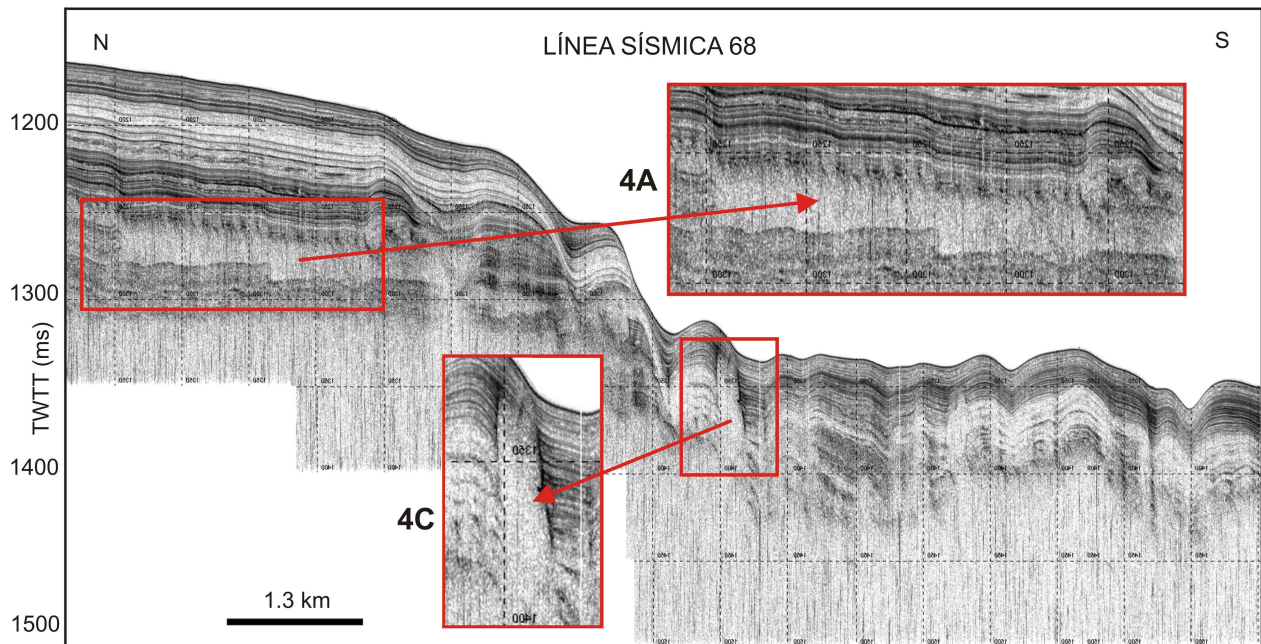


Figura 4.12. Ejemplos de la ecofacies de tipo 4A y 4C en la línea sísmica LS 68.

Las **ecofacies de tipo 4B** adquieren una morfología lenticular (Fig. 4.11) y puede localizarse paralela u oblicuamente a los reflectores adyacentes, llegando a alcanzar extensiones de hasta 5.9 km. Las **ecofacies de tipo 4C**, irrumpen en el registro perpendicular o ligeramente oblicua en forma de pluma o penacho, pudiendo alcanzar aproximadamente 60 ms (Fig. 4.12). Las **ecofacies de tipo 4D**, son aquellas que aparecen de forma masiva irrumpiendo gran parte del registro sísmico (Fig. 4.10). Las **ecofacies de tipo 4E**, se identifican con morfologías irregulares de pequeño tamaño (<200 m de longitud) a las que denominaremos en “parche”, que aparecen dispuestas en el interior del registro sísmico (Fig. 4.13).

4.1.5 Ecofacies hiperbólicas o de tipo 5

Las **ecofacies hiperbólicas o de tipo 5** tienen reflectores, como su propio nombre indica, en forma de hipérbolas, sin mostrar estructura interna alguna. La geometría de estas ecofacies es convexa o cóncava hacia abajo, con contactos discordantes. Se han distinguido cuatro subtipos en función de las características y ubicación de los reflectores; las **ecofacies 5A**, **ecofacies 5B**, **ecofacies 5C** y **ecofacie 5D** (Fig. 4.2).

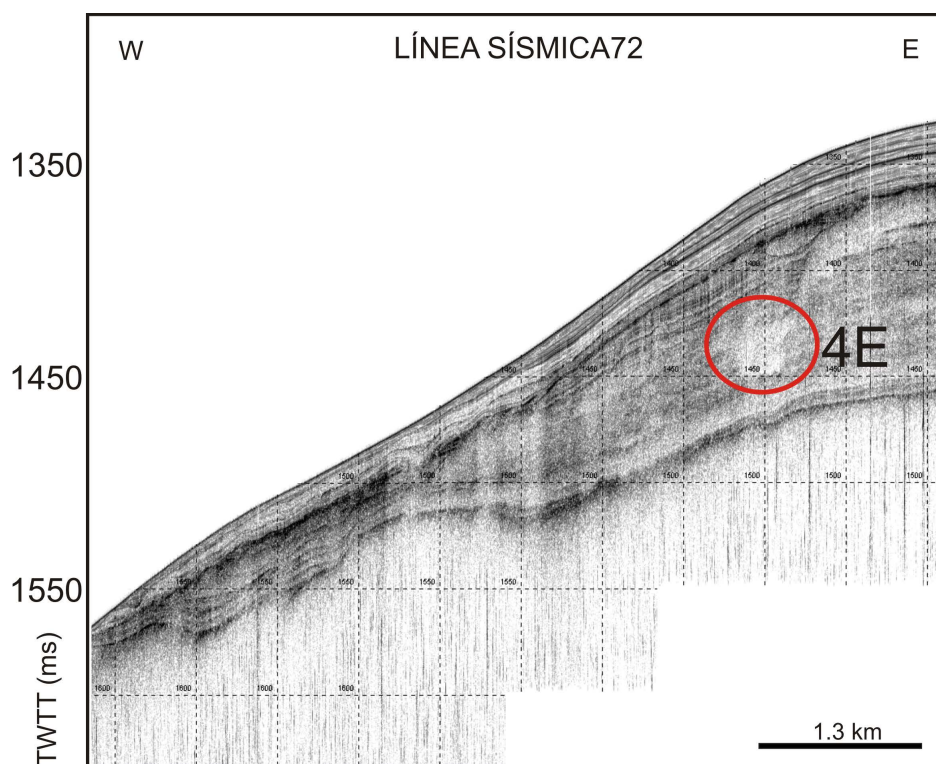


Figura 4.13. Ejemplo de la ecofacie de tipo 4E en la línea sísmica LS 72.

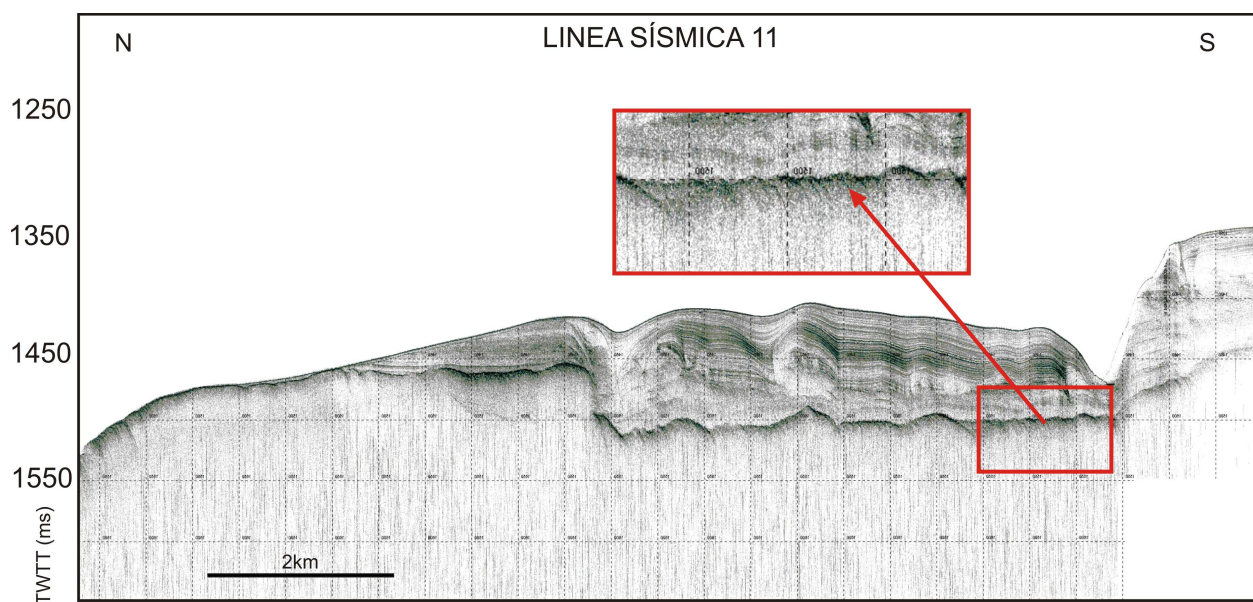


Figura 4.14. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5B en la línea sísmica LS 11.

Las **ecofacies hiperbólicas de tipo 5A**, se corresponden con hipérbolos de amplitudes superiores a los 3 ms y que llegan a alcanzar hasta 40 ms. Estos se localizan en ambientes diversos y en zonas donde la topografía se presenta muy irregular (Fig. 4.6).

Las **ecofacies de tipo 5B**, se corresponden con un reflector generalmente de alta amplitud, bajo el cual no es posible identificar ninguna secuencia, pero si hipérbolos de pequeña amplitud o en su defecto, reflectores oblicuos a la superficie del reflector (Fig. 4.14).

Las **ecofacies de tipo 5C**, presentan hipérbolos con amplitudes generalmente inferiores a 3 ms, aunque en algunos casos pueden alcanzar los 6 ms. Este tipo de ecofacies pueden presentarse tanto en el interior del registro como en la superficie (Fig. 4.15).

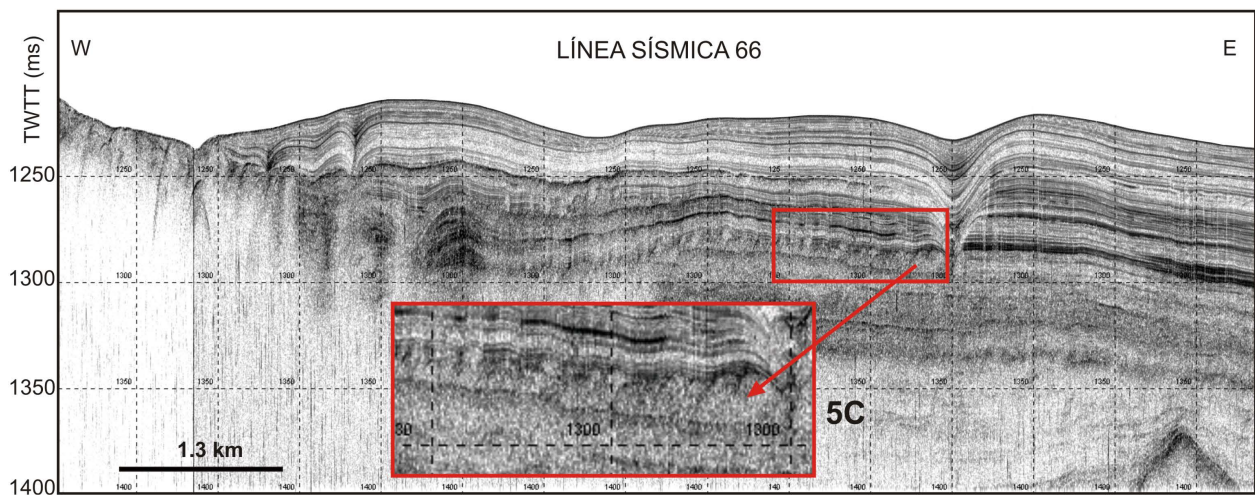


Figura 4.15. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5C en la línea sísmica LS 66.

En las **ecofacies de tipo 5D**, la disposición de las hipérbolos es en la vertical, ascendiendo hacia la parte más superficial del registro (Fig. 4.16).

4.1.6 Ecofacies caóticas o de tipo 6

Las **ecofacies caóticas o de tipo 6** (Fig. 4.2), presentan reflectores, pero su estructura interna no refleja ningún tipo de organización. La morfología de estas ecofacies es, por tanto, irregular y en la mayoría de los casos indefinida. Parte de estas ecofacies han sufrido procesos de deformación y enmascaramiento (Fig. 4.17).

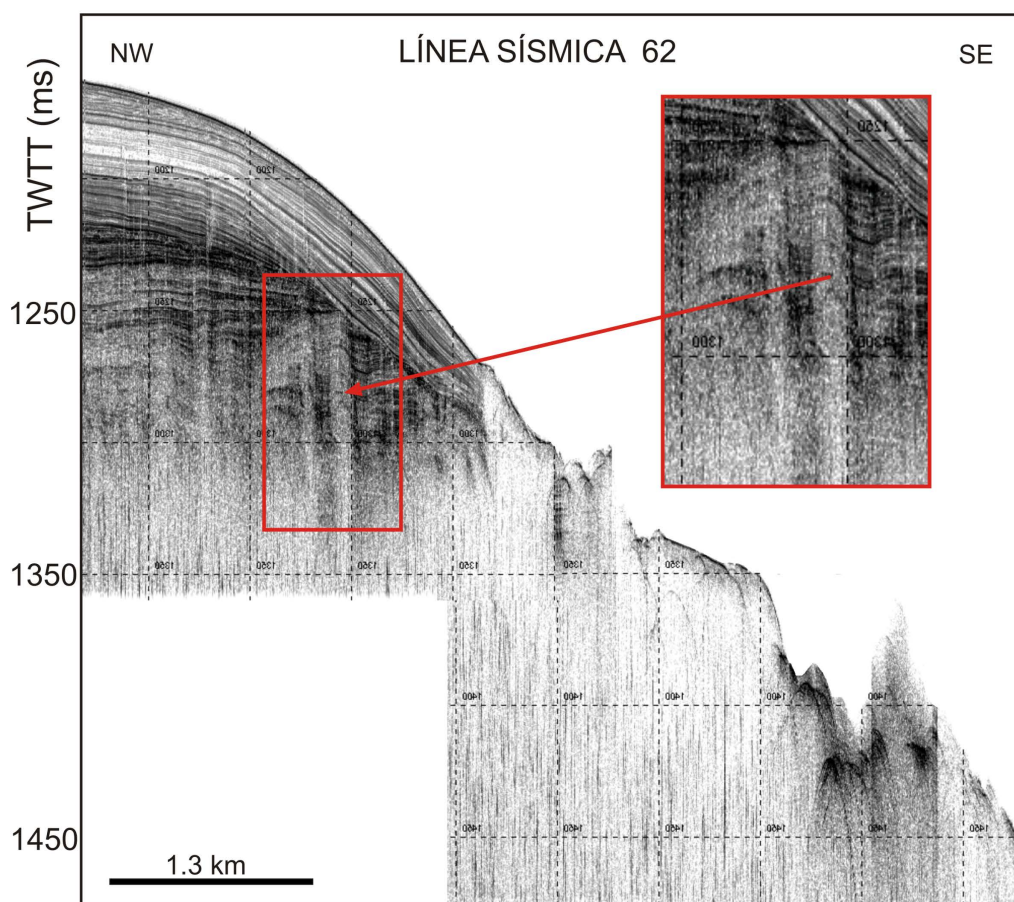


Figura 4.16. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5D en la línea sísmica LS 62.

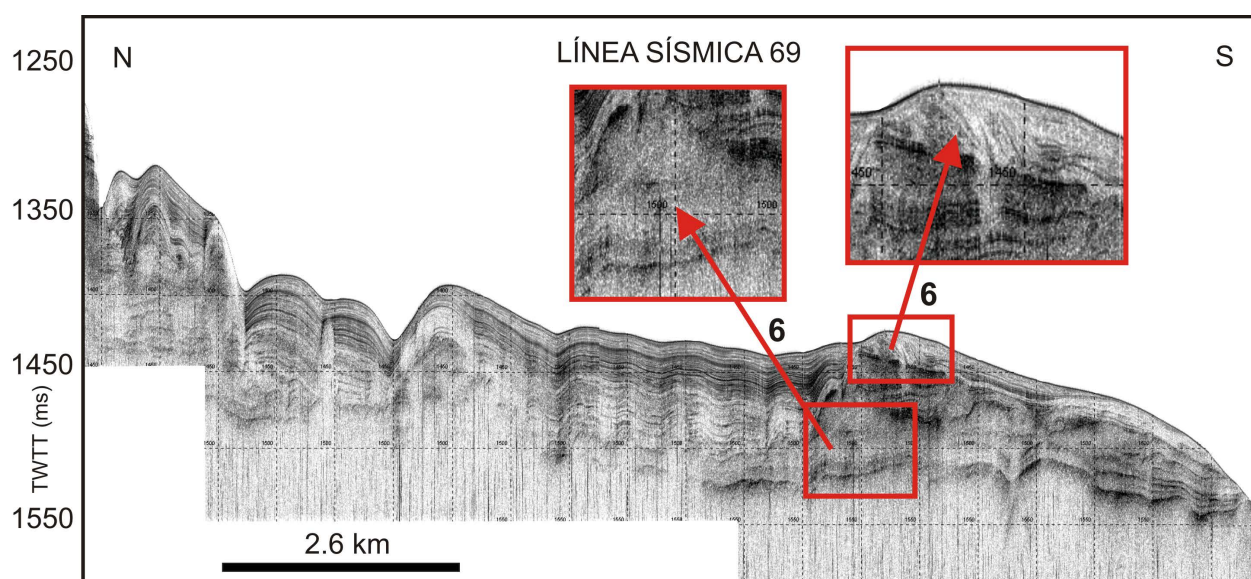


Figura 4.17. Ejemplo de la ecofacie de tipo 5D en la línea sísmica LS 62.

4.2 Identificación y análisis de las diferentes unidades

En este apartado se procederá a la identificación, caracterización y descripción de las diferentes unidades sísmicas que aparecen dentro de cada sector. Los límites de unidad se han denominado horizontes (H), y con el objetivo de resaltar dichos horizontes en los perfiles sísmicos, se ha asignado un color diferente para cada límite de unidad (ver Tabla 4.2).

Sector Septentrional	Área Somera	Área Intermedia	Área de Transición
	U10-SS U9-SS U8-SS U7-SS U6-SS U5-SS U4-SS U3-SS U2-SS U1-SS	U10-SI U9-SI U8-SI U7-SI U6-SI U5-SI U4-SI U3-SI U2-SI U1-SI	U4-ST U3-ST U2-ST U1-ST
	Horizonte AmSS Horizonte ASS Horizonte NSS Horizonte VSS Horizonte RSS Horizonte RsSS Horizonte AzSS Horizonte MSS Horizonte NgSS	Horizonte AmSI Horizonte ASI Horizonte NSI Horizonte VSI Horizonte RSI Horizonte RsSI Horizonte AzSI Horizonte MSI Horizonte NgSI	Horizonte AzST Horizonte MST Horizonte NgST
			Área Profunda
			U5-SP U4-SP U3-SP U2-SP U1-SP
			Horizonte RsSP Horizonte AzSP Horizonte MSP Horizonte NgSP

Sector Central	U9-C	Horizonte AC
	U8-C	Horizonte NC
	U7-C	Horizonte VC
	U6-C	Horizonte RC
	U5-C	Horizonte RsC
	U4-C	Horizonte AzC
	U3-C	Horizonte MC
	U2-C	Horizonte NgC
	U1-C	

Sector Meridional	U6-M	Horizonte RM
	U5-M	Horizonte RsM
	U4-M	Horizonte AzM
	U3-M	Horizonte MM
	U2-M	Horizonte NgM
	U1-M	

U - Unidad
H - Horizonte
V - Volcán
FAA - Frente de Apantallamiento Acústico
D - Discontinuidad







	F - Falla
	Plumas de apantallamiento acústico
	Ascenso de gases y/o fluidos
	DTM - Depósitos de Transporte en masa
	Dirección de los DTM
	Posible trazado del horizonte

Tabla 4.2. Nomenclatura y simbología utilizada para la descripción de los perfiles sísmicos dentro de cada sector.

4.2.1 Sector septentrional

Durante la campaña realizada en 2010, se prospectaron 12 líneas sísmicas dentro del Sector Septentrional (Fig. 4.18A), recorriendo un total de 303.44 Km y cubriendo un área aproximada de 1382.66 Km².

Como principal elemento morfo-estructural y morfo-sedimentario dentro del Sector Septentrional se identifica un alto estructural sobre el que se dispone un *drift*, que llega a alcanzar un espesor máximo de 200 ms. Sobre el *drift*, se pueden identificar diferentes elementos, tanto de origen sedimentario como de origen volcánico. En el extremo sur del *drift* se ubica un monte submarino de morfología basal semicircular, que se encuentra rodeado por un gran surco. En la mitad occidental del *drift* predominan surcos y crestas que configuran un área de aspecto irregular.

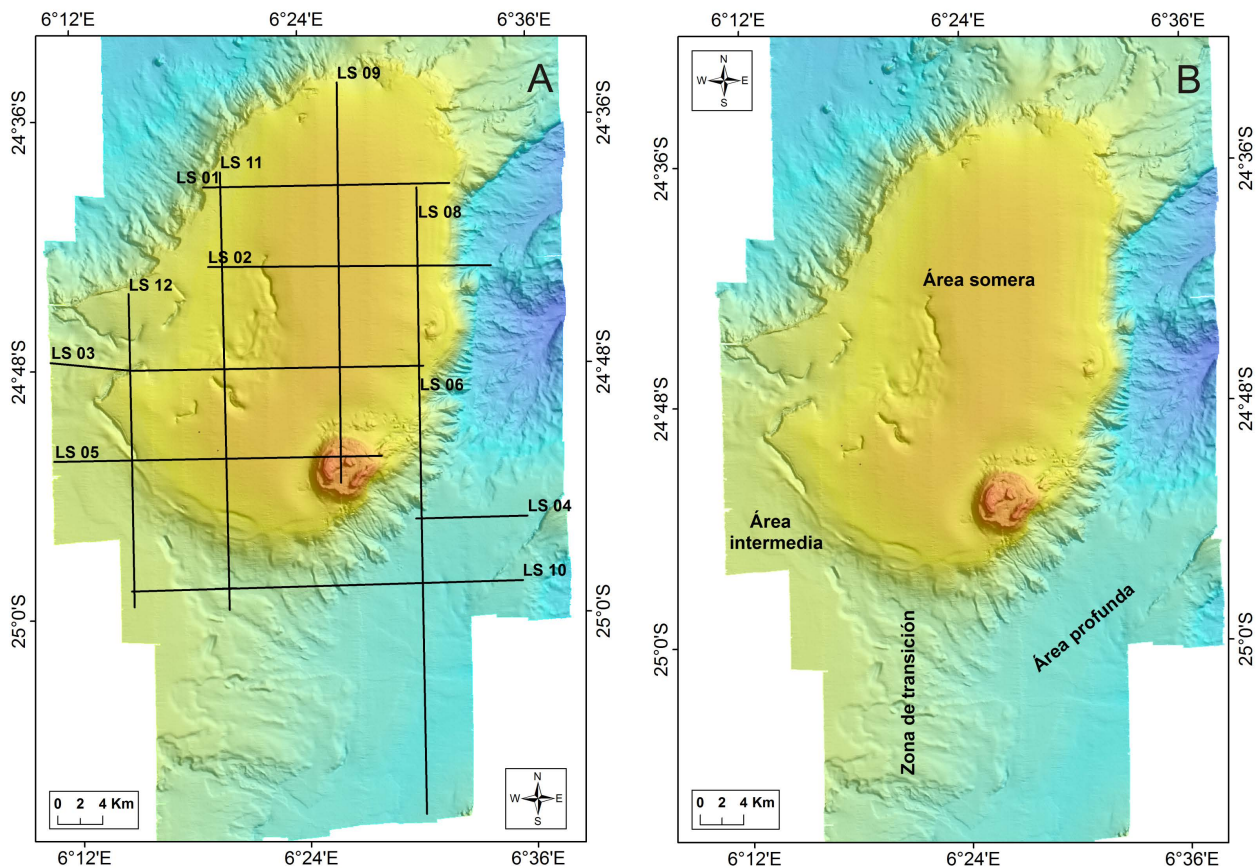


Figura 4.18. A, Localización de las líneas sísmicas (LS) del Sector Septentrional. B, Diferentes áreas en las que ha sido dividido el Sector Septentrional para facilitar la descripción de las unidades sísmicas.

Para facilitar la descripción de las unidades identificadas y analizadas dentro del Sector Septentrional, se ha dividido este sector en 4 áreas en función de la profundidad: área somera, área intermedia, zona de transición y área profunda (Fig. 4.18B).

Del estudio y análisis de las líneas realizadas en el sector Septentrional se han identificado diferentes unidades; en el área más somera se han identificado 10 unidades, en el área intermedia se han identificado otras 10 unidades sísmicas, mientras que, en la zona más profunda, solo se identifican 5 unidades. En zona de transición se observa cómo evolucionan en profundidad las unidades del área intermedia y cómo aparecen las unidades del área profunda.

Cabe recordar, que en este apartado solo se realiza la descripción de las diferentes unidades identificadas, y que la correlación entre las diferentes unidades y su posible significado se aborda en el capítulo de resultados (capítulo VI).

4.2.1.1 Área somera del Sector Septentrional

Esta es la zona prospectada más somera dentro del sector septentrional y se localiza sobre un alto estructural. Dentro de esta área se han identificado 10 unidades que son descritas a continuación de base a techo.

Unidad U1-SS

El techo de la unidad U1-SS está representada por la alternancia de ecofacies de reflector singular de tipo 1A, 1B, y ecofacies hiperbólicas de tipo 5A y 5B. Se caracteriza por un reflector de alta amplitud que puede presentarse suave y aplacerado (Fig. 4.19, LS 02), con morfología monticular (Fig. 4.20, LS 03) o con una morfología irregular y pendientes considerables (Fig. 4.19, LS 02). En la parte SSE del alto estructural aparece una estructura de morfología muy irregular que se eleva 420 ms y que está representada por ecofacies de tipo 1A. Además, se observan ecofacies de tipo 5A en las laderas de esta estructura y ecofacies de tipo 5B en algunos puntos de las partes más elevadas, donde se observan hipérboles que quedan reflejadas bajo la superficie del reflector límite (Fig. 4.19, LS 02; Fig. 4.21, LS 09). Esta unidad, debido a sus características, se considera como basamento acústico.

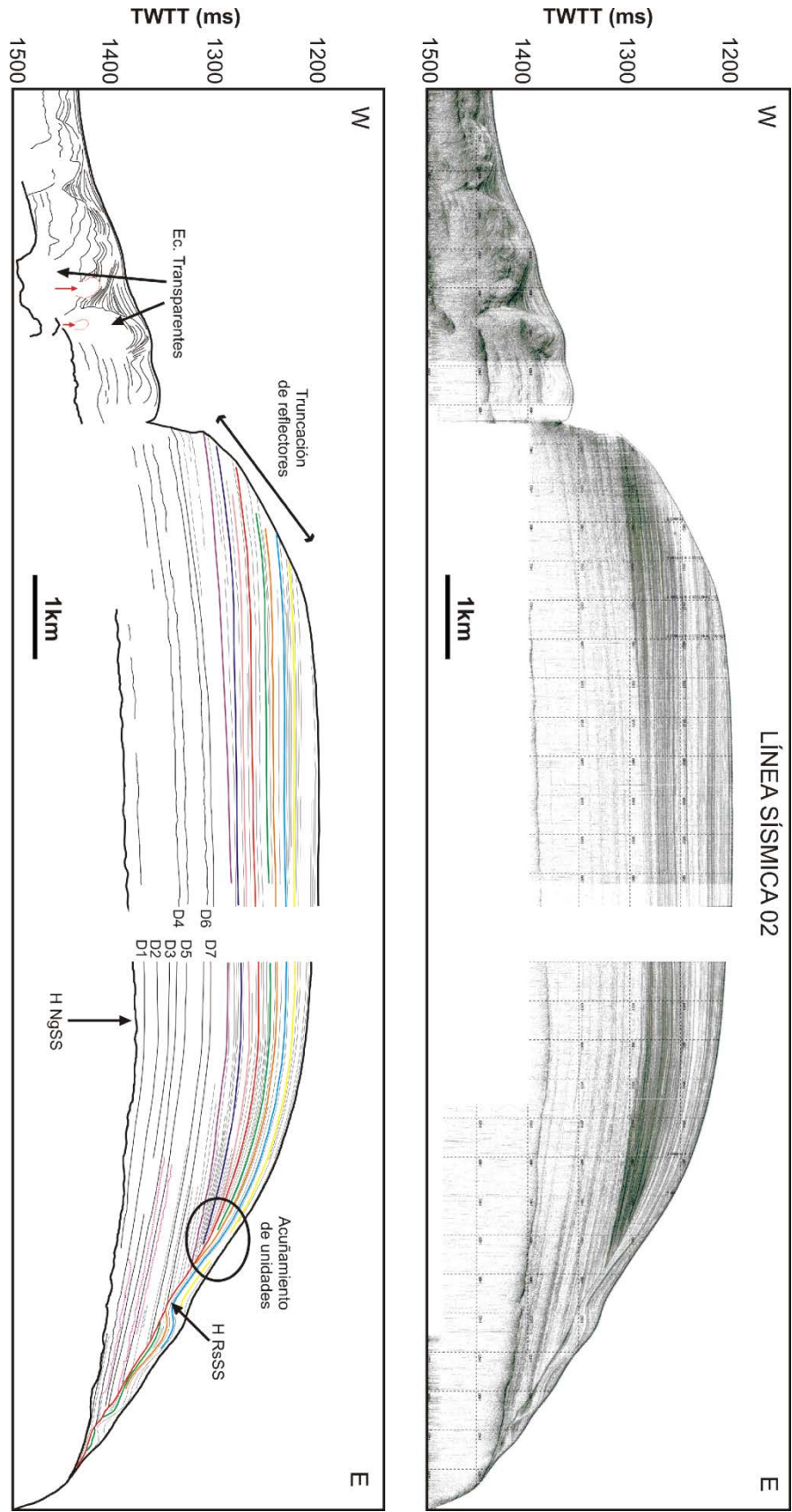


Figura 4.19. Línea sísmica LS 02, localizada en el Sector Septentrional.

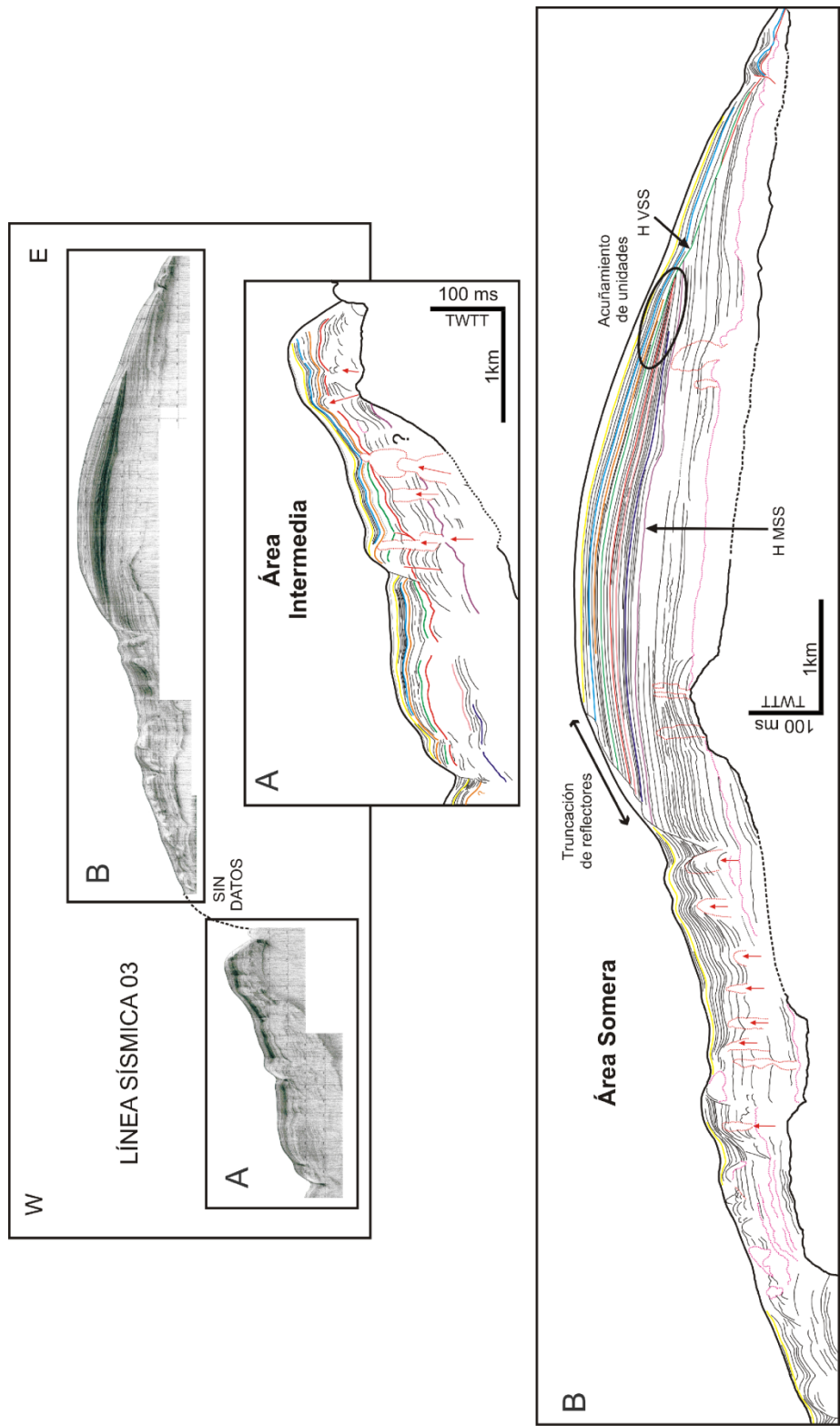


Figura 4.20. Línea sísmica LS 03, ubicada en el Sector Septentrional, donde se observa el segmento de línea en el área intermedia (A) y en el área somera (B).

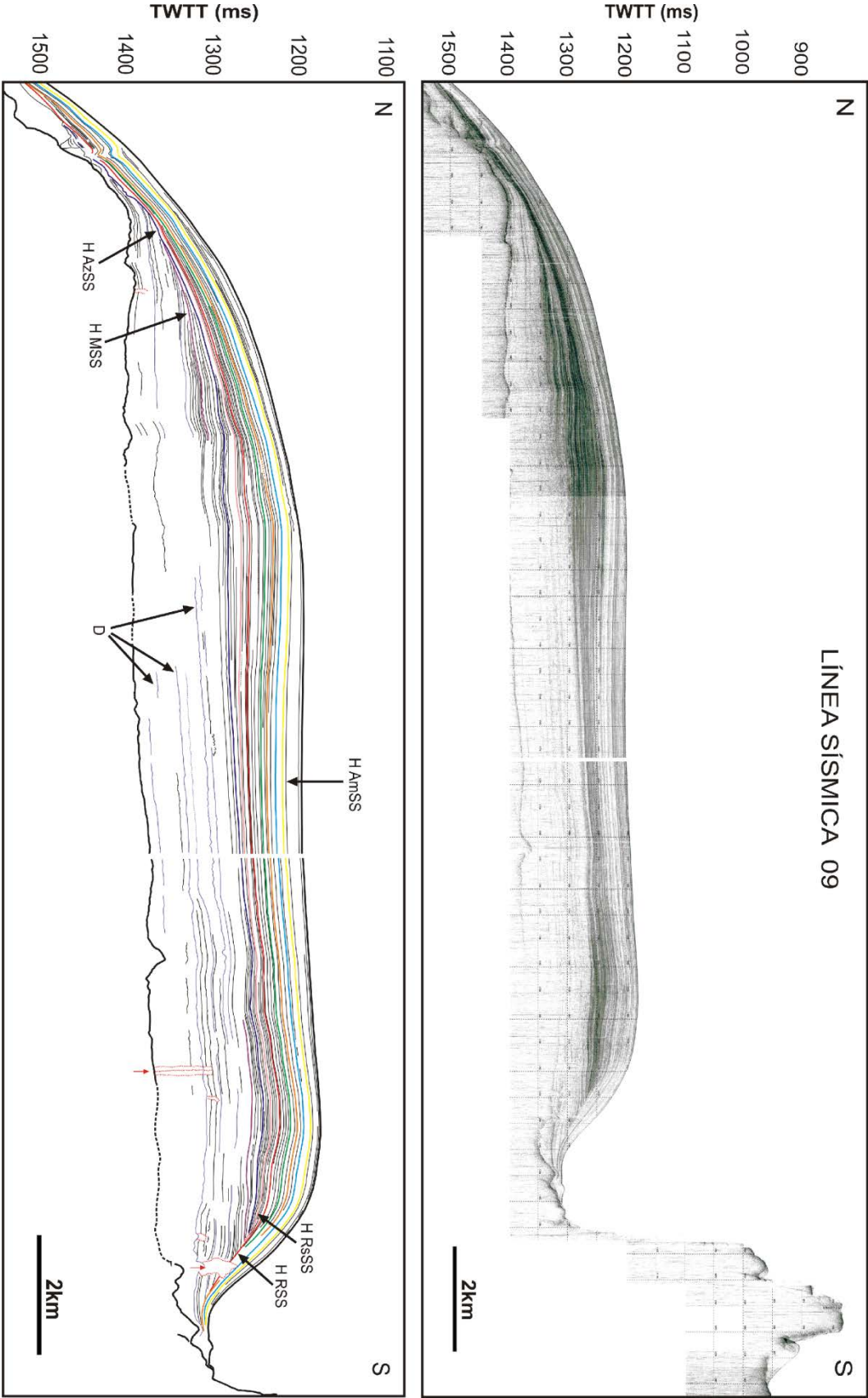


Figura 4.21. Línea sísmica LS 09, localizada en el Sector Septentrional.

Unidad U2-SS

El **Horizonte NgSS**, representa el límite entre el techo de la U1-SS y la base de la U2-SS. Este límite se caracteriza por un reflector de amplitud variable y bastante continuo, a lo largo de los perfiles de esta región, salvo en las zonas más profundas, donde tiende a desaparecer (Fig. 4.19, LS 02). Dado que la unidad U1-SS constituye el basamento acústico y las unidades suprayacentes presentan un carácter sedimentario, se considera este Horizonte NgSS una inconformidad.

La unidad U2-SS se presenta con morfología tabular, en cuña, e incluso, lenticular (Fig. 4.22, LS 12), y está constituida por ecofacies estratificadas, semi-transparentes, hiperbólicas, caóticas y transparentes. Esta unidad está muy bien representada en toda el área, salvo en la zona irregular localizada en la parte occidental de las líneas LS 02 y LS 03 y la parte septentrional de la línea LS 11, donde aparece deformada, enmascarada y muy caótica (Figs. 4.19, 4.20 y 4.23).

En general, en la unidad U2-SS los reflectores se disponen entre sí de manera paralela o subparalela, constituyendo ecofacies estratificadas de tipo 2A, que pasan lateralmente a ecofacies semi-transparentes de tipo 3A cuando estos reflectores pierden amplitud y continuidad. Los reflectores de esta unidad muestran amplitudes de bajas a medias, que de forma local pueden ser altas. La frecuencia de los reflectores aumenta hacia el techo de la unidad, pasando de frecuencias bajas en la base de la unidad a frecuencias medias en el techo. A lo largo de esta área se identifican diferentes cuerpos con morfología tabular o lenticular constituidos por ecofacies transparentes (de tipo 4A y 4B) y ecofacies hiperbólicas de tipo 5C. Estos cuerpos que se disponen paralela u oblicuamente a los reflectores que conforman su base, muestran contactos erosivos. En el interior de la unidad U2-SS, se han llegado a diferenciar hasta siete discontinuidades o eventos erosivos (Fig. 4.19, D1 a D7, Fig. 4.25, aparecen de color lila en la línea LS 08) que pueden identificarse en gran parte de las líneas. Esta unidad mantiene un espesor en la parte central del alto estructural que ronda los 90-94 ms y que disminuye hasta llegar a desaparecer en los límites de éste.

Bajo el área irregular localizada en la parte occidental, la unidad U2-SS aparece muy diferente. Las ecofacies estratificadas y semi-transparentes de tipo 2A y 3A identificadas en la parte centro-oriental, dan paso a ecofacies onduladas de tipo 2B y 3B intercaladas con ecofacies de tipo 2D, 2E, 2F, 3C, 3D y 3E. Estas ecofacies se ven irrumpidas por ecofacies transparentes de tipo 4A, 4B y 4C, y por ecofacies hiperbólicas de tipo 5D. Las ecofacies caóticas se presentan principalmente como cuerpos nodulares (Fig. 4.19, LS 02), cuyos reflectores internos muestran una disposición interna incoherente o abstracta, donde se hace imposible identificar algún patrón. La deformación producida en la unidad U2-SS está, en parte,

relacionada con el ascenso de ecofacies transparentes en forma de penachos o plumas, y que en algunos casos se muestran como ecofacies hiperbólicas verticales (Fig. 4.19, LS 02). En esta zona irregular, la unidad U2-SS podría estar cubierta en discordancia por la unidad U10-SS.

Unidad U3-SS

El límite inferior de la unidad U3-SS queda representado por el **Horizonte MSS**, que muestra diferentes características en las distintas líneas. En general este límite se caracteriza por un reflector de media (Fig. 4.24, sección central de la LS 05) a muy alta amplitud (Fig. 4.20, sección oriental de la LS 03) y bastante continuo. El Horizonte MSS presenta en general un carácter concordante, aunque en algunos sectores se aprecia como una discordancia erosiva (Figs. 4.21 y Fig. 4.23, LS 09 y LS 11), o incluso, una truncación erosional (Fig. 4.19, LS 02; Fig. 4.20, LS 03).

La unidad U3-SS se identifica en toda el área y presenta morfologías tabulares y lenticulares, cuyos reflectores internos se identifican con ecofacies estratificadas que lateralmente cambian a ecofacies semi-transparente y transparentes. En general, los reflectores de esta unidad presentan amplitudes altas (Fig. 4.20, LS 03) que en algunos puntos pueden llegar a ser muy bajas (Fig. 4.21, LS 09; Fig. 4.23, LS 11; Fig. 4.24, LS 05), con frecuencias medias a alta y una continuidad que disminuye hacia el centro del alto estructural (Fig. 4.19, LS 02; Fig. 4.23, LS 11). Las ecofacies estratificadas son las que presentan mayores amplitudes y continuidad, al contrario de lo que le sucede a las ecofacies semi-transparentes, donde los reflectores pierden amplitud y continuidad. Se pueden identificar ecofacies estratificadas de tipo 2A y 2C, ecofacies estratificadas de tipo 3A y ecofacies transparentes de tipo 4B. En aquellas zonas donde se han podido establecer los límites de la unidad, los espesores oscilan entre 4 ms y 54 ms.

Unidad U4-SS

El horizonte que marca la base de la unidad U4-SS es el **Horizonte AzSS**, y se caracteriza por un reflector de amplitud media, que puntualmente puede ser muy alta (Fig. 4.23, LS 11), y que muestra una gran continuidad. Lateralmente, este reflector es difuso, ya que se produce un acúñamiento de las unidades infra y suprayacente (Fig. 4.19, sección oriental de la LS 02). Este horizonte se presenta generalmente concordante con la unidad inferior, aunque en las zonas límite del alto estructural, se torna discordante (Fig. 4.21, LS 09). Al igual que sucede en la unidad U3-SS, es posible observar como la unidad U4-SS aparece truncada en la parte oriental (Fig. 4.19, LS 02; Fig. 4.20, LS 03).

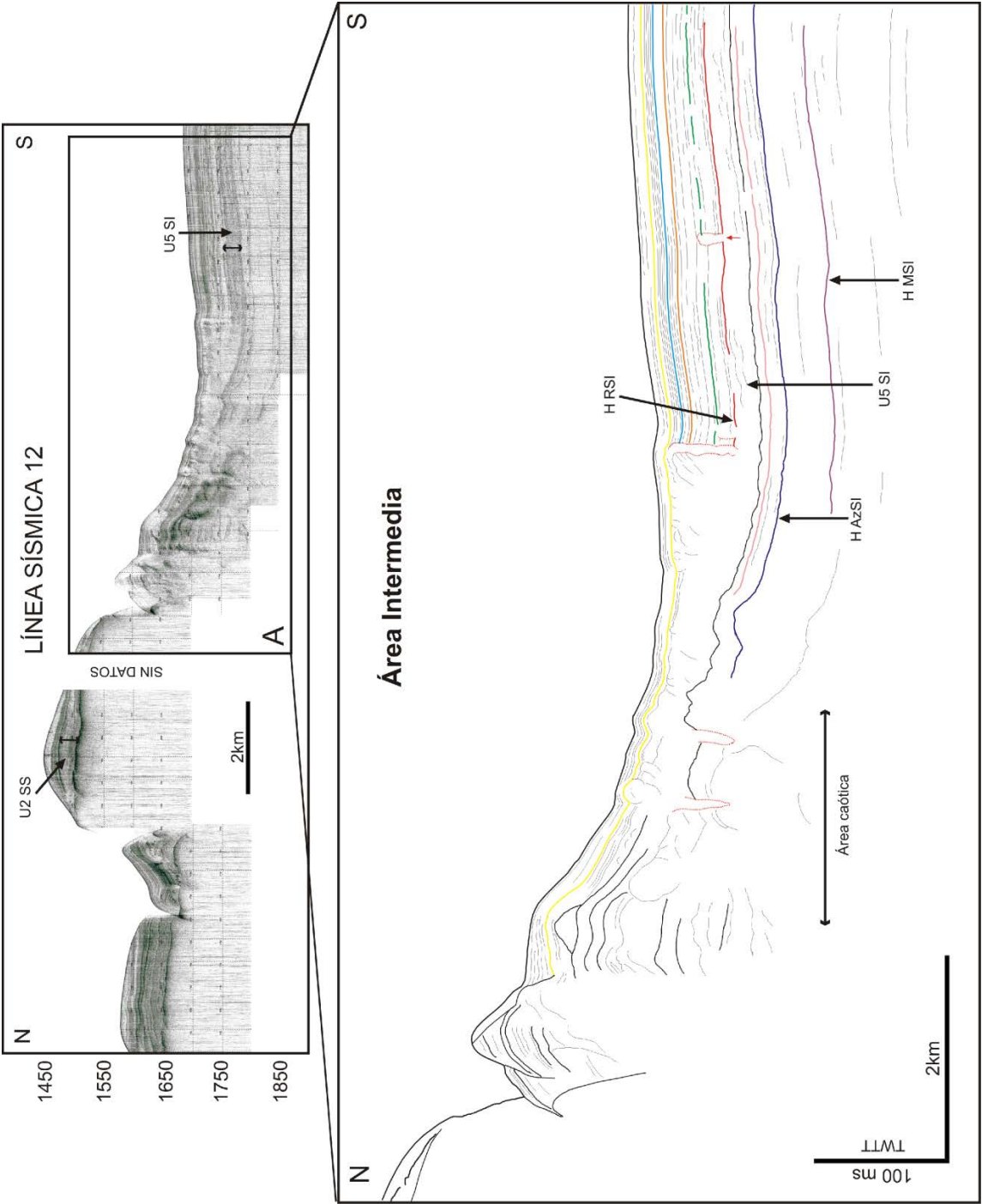


Figura 4.22. Línea sísmica LS 12, ubicada en el Sector Septentrional. En la figura inferior (A) se muestra una ampliación sobre el área intermedia.

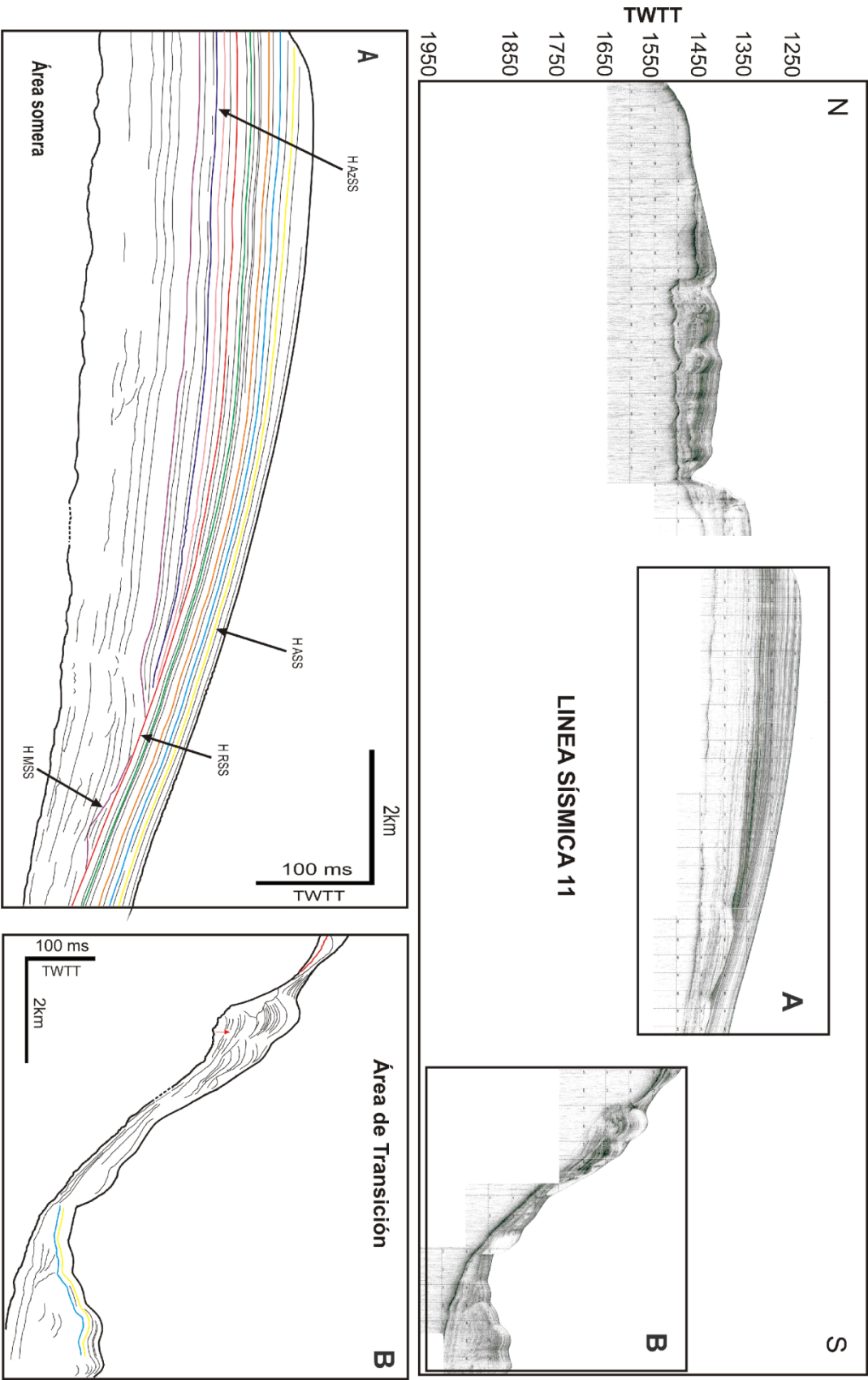


Figura 4.23. Línea sísmica LS 11, localizada en el Sector Septentrional.

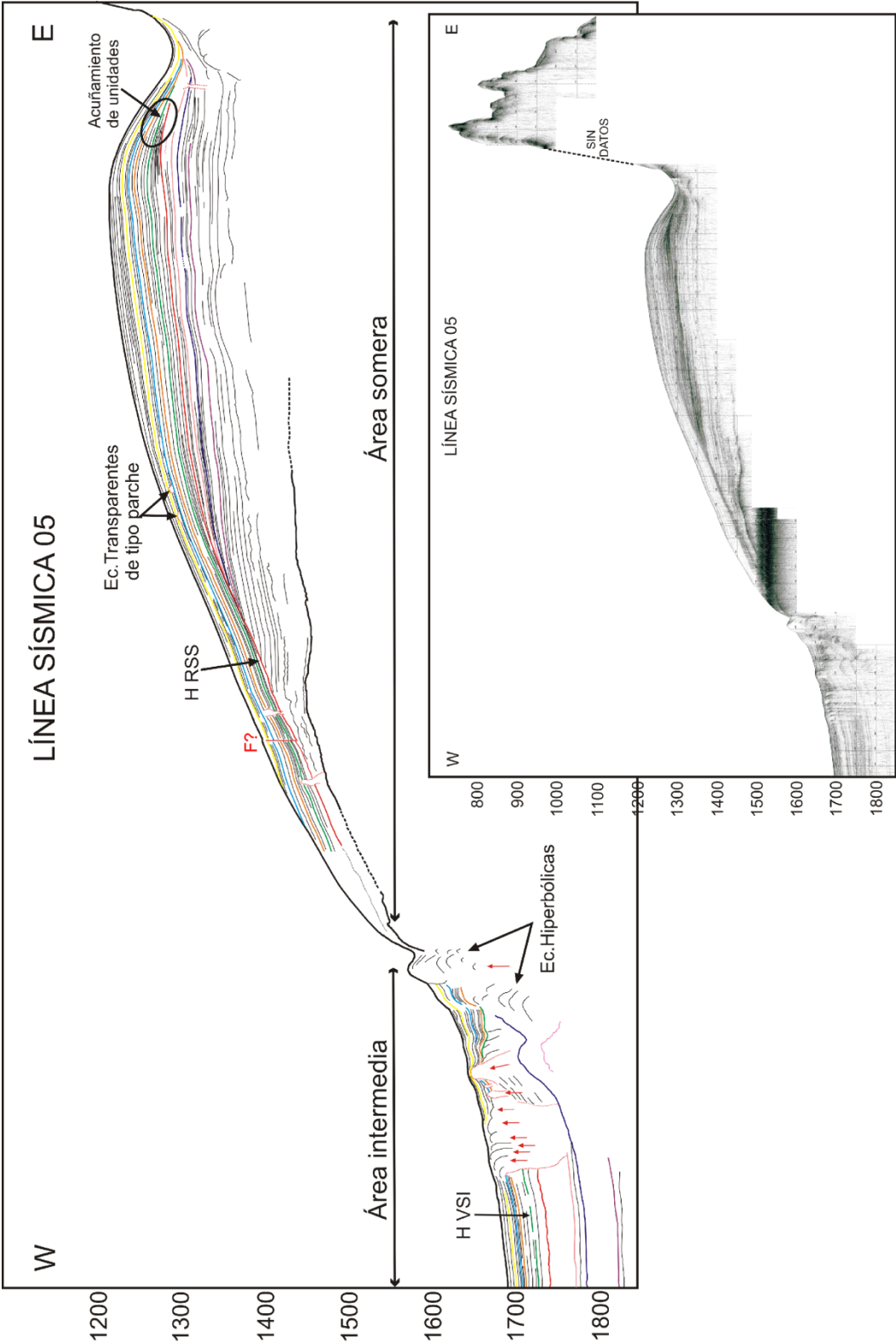


Figura 4.24. Línea sísmica LS 05, ubicada en el Sector Septentrional.

La morfología de la U4-SS, es similar a la de la unidad U3-SS, con formas tabulares y/o lenticulares que se distribuyen a lo largo de todo el alto estructural. Las ecofacies predominantes en esta unidad son las estratificadas laminares (de tipo 2A), que hacia las zonas limítrofes del alto, pasan a ecofacies estratificadas divergentes (de tipo 2C). Este tipo de ecofacies presenta amplitudes de medias a altas, que de forma local pueden ser muy altas, frecuencias medias y una continuidad alta. En la parte central, éstas se transforman en ecofacies semi-transparentes laminares (3A), donde la amplitud y la continuidad de los reflectores disminuye (Fig. 4.19, LS 02; Fig. 4.21, LS 09), y que lateralmente pasan a ecofacies transparentes de tipo 4B. El espesor varía en función de la distribución de esta unidad sobre el alto, por lo que en las zonas de mayor espesor la potencia es de 12 ms que reduce hasta 4 ms, y que en las zonas limítrofes del alto esta unidad puede incluso desaparecer (Fig. 4.25, LS 08).

Unidad U5-SS

El límite basal de la unidad U5-SS está representado por el **Horizonte RsSS**, que se muestra concordante en la zona central, y que hacia las zonas externas del alto estructural es una discordancia erosiva que afecta a unidades infrayacentes (Figs. 4.19 y 4.21, LS 02 y LS 09). Este horizonte queda definido por un reflector de amplitud media a alta, que puntualmente es muy alta, y muy continuo.

La unidad U5-SS se identifica a lo largo de todos los perfiles y se presenta muy similar a la unidad infrayacente, tanto en morfología como en la estructura interna y disposición de los reflectores. La morfología de la unidad es tabular y/o lenticular, y está constituida principalmente por ecofacies estratificadas de tipo laminar (2A) y divergente (2C). Estos reflectores muestran una amplitud alta, con una frecuencia media-alta y una continuidad alta, aunque en algunas áreas esta se ve reducida. A lo largo del registro, las ecofacies estratificadas dan paso a ecofacies semi-transparentes de tipo 3A y 3F, cuando disminuye la amplitud y la continuidad de los reflectores. En algunos puntos se observan ecofacies transparentes con morfología lenticular (Fig. 4.20, LS 03). La potencia de esta unidad oscila entre 7 ms y 11 ms, llegando incluso a desaparecer en algunas zonas (Fig. 4.20, LS 03).

Unidad U6-SS

El límite con la unidad infrayacente, **Horizonte RSS**, se caracteriza por un reflector de alta a muy alta amplitud y que muestra una gran continuidad. Este horizonte se muestra concordante en la zona central, y hacia las zonas externas del alto estructural se observa este contacto como una discordancia, llegando a estar la U6-SS directamente apoyada sobre las unidades U2-SS y U3-SS (Figs. 4.21 y 4.23, secciones meridionales de las líneas LS 09 y LS 11, respectivamente; Fig. 4.25, LS 08).

Esta unidad presenta una morfología tabular y/o lenticular, integrada por ecofacies estratificadas y semi-transparentes, donde de forma local se observan ecofacies transparentes. Las ecofacies estratificadas más comunes en esta unidad son las laminares (2A) y divergentes (2C). Las ecofacies semi-transparentes que aparecen en esta unidad se corresponden con las de tipo 3A y 3F. A lo largo de la unidad se observan ecofacies transparentes de morfología tabular de tipo 4A, que llegan a alcanzar hasta 2 ms de espesor. Los reflectores que caracterizan esta unidad suelen tener amplitudes medias o altas, con una frecuencia muy similar a la de la unidad U5-SS y donde la continuidad disminuye hacia las áreas distales del alto estructural. En las zonas donde se ha podido definir bien esta unidad, se ha observado que el espesor se mantiene entre 8 ms y 13 ms.

Unidad U7-SS

El contacto entre esta unidad y la infrayacente está representado por el **Horizonte VSS**, que es concordante en la parte central del alto estructural y que se torna discordante en las zonas distales, llegando a estar apoyada la U7-SS sobre las unidades U2-SS (Fig. 4.25, sección meridional de la ILS 08) U3-SS, U4-SS y U5-SS (Figs. 4.26, 4.19 y 4.20, sección oriental de las líneas LS 01, LS 02, LS 03; Fig. 4.24, sección oriental de la línea LS 05). Este horizonte se caracteriza por un reflector de amplitud media a alta, y con una continuidad en la zona central del alto estructural de media alta. Lateralmente, este reflector es difuso en las zonas externas del alto estructural, donde se produce un acuñamiento de las unidades (Fig. 4.19, sección oriental de la LS 02).

La unidad U7-SS presenta una morfología tabular y/o lenticular y representa una de las grandes discordancias de la zona. Está constituida por ecofacies estratificadas y semi-transparentes, aunque localmente se pueden encontrar ecofacies caóticas. La amplitud de los reflectores disminuye hacia el techo de la unidad, al igual que la frecuencia (Fig. 4.21, LS 09). La continuidad de los reflectores es baja, siendo muy baja en algunos puntos limítrofes con las unidades supra e infrayacentes (Fig. 4.21, parte septentrional de la LS 09). Tanto las ecofacies estratificadas, como las semi-transparentes, aparecen en formas laminares (ecofacies 2A y 3B) y divergentes (2C y 3F). Muy puntualmente, aparecen ecofacies caóticas en la zona septentrional. En las zonas donde se ha podido delimitar tanto el techo como la base de la unidad, el espesor oscila entre 9 ms y 14 ms, viéndose reducido hacia las zonas distales.

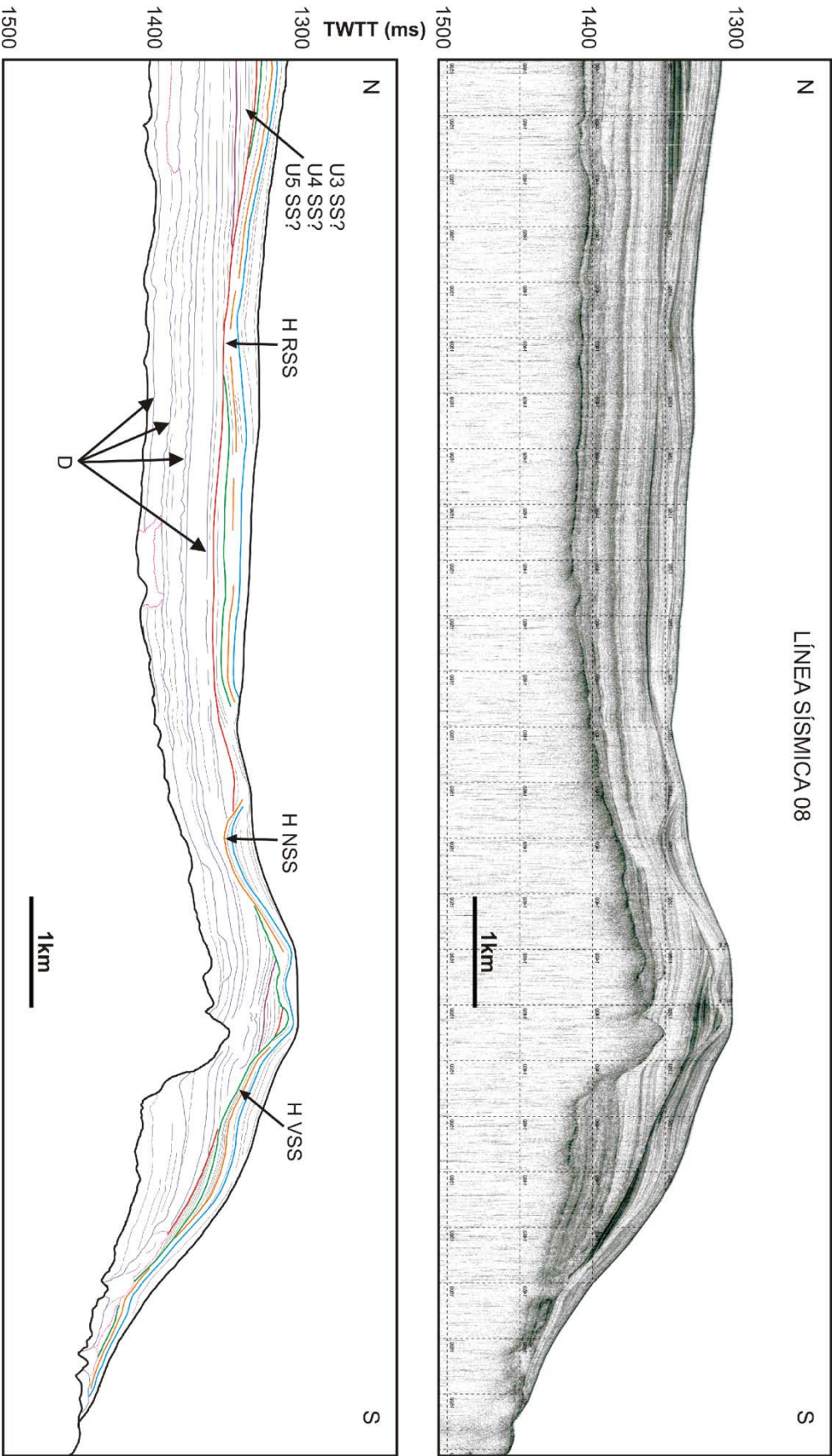


Figura 4.25. Línea sísmica LS 08, ubicada en el Sector Septentrional.

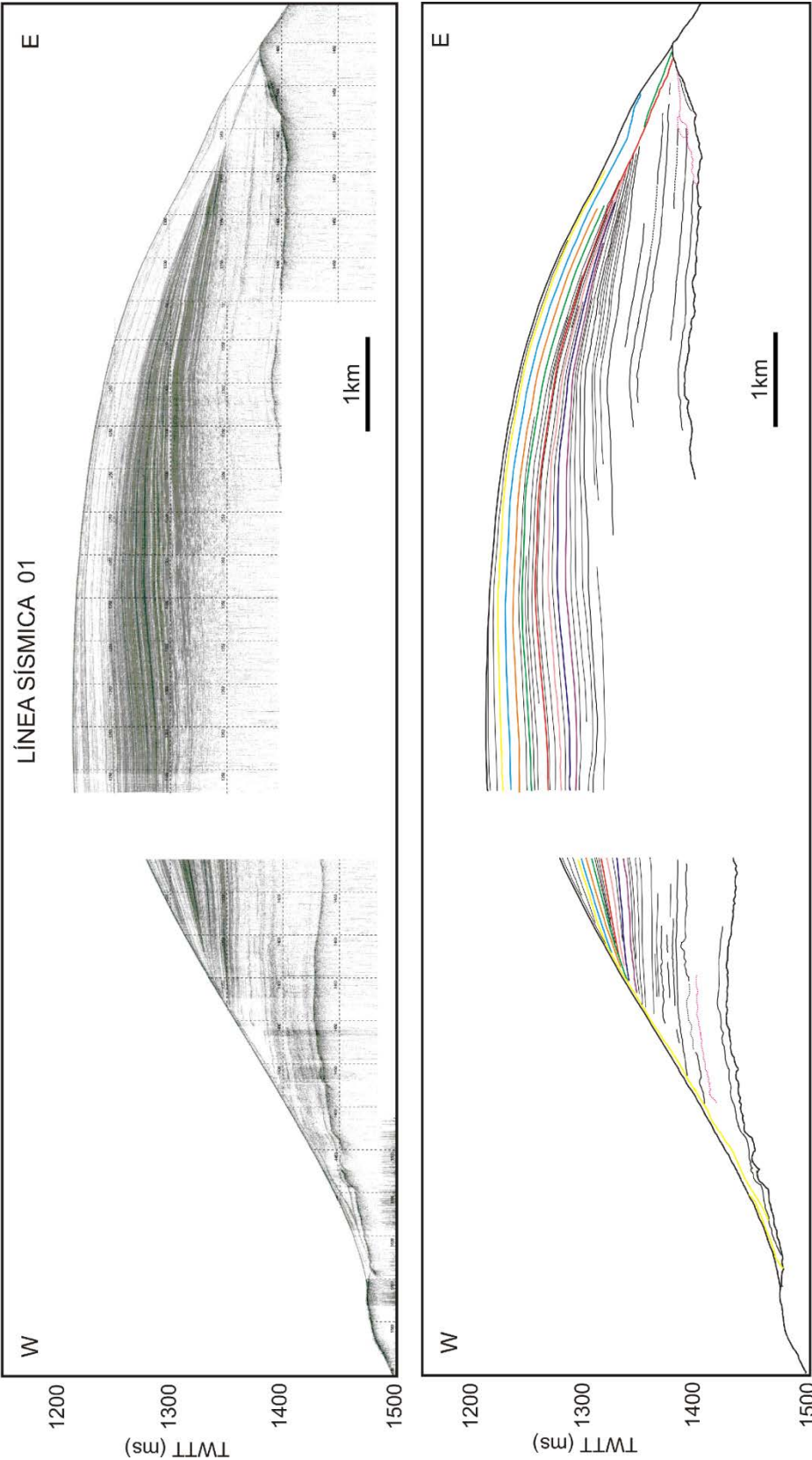


Figura 4.26. Línea sísmica LS 01, ubicada en el Sector Septentrional.

Unidad U8-SS

El límite con la unidad infrayacente, **Horizonte NSS**, se aprecia concordante en la zona central del alto estructural, mientras que en las zonas externas, se observa este contacto como una discordancia, llegando a estar la U8-SS en contacto directo con la unidad U2-SS (Fig. 4.25, LS 08). Este horizonte se caracteriza por un reflector de baja a media amplitud, que puntualmente puede ser muy alta, y que muestra una continuidad media.

La unidad U8-SS se presenta con morfologías tabulares, en cuña o lenticulares. En esta unidad se reconocen ecofacies estratificadas, semi-transparentes, transparentes y caóticas. Es posible reconocer esta unidad a lo largo de todo el alto estructural. El espesor de esta unidad es muy homogéneo en casi toda el área, entre 6 ms y 10 ms, y disminuye hacia la parte externa del alto estructural, llegando incluso a desaparecer. En los puntos en los que se aprecia estructura interna, se pueden distinguir ecofacies estratificadas tipo laminar (2A) y divergente (2C) donde la amplitud de los reflectores es baja. A medida que la amplitud disminuye, se reconocen ecofacies semi-transparentes laminares (3A) y divergentes (3C), y finalmente, ecofacies transparentes que pueden observarse en algunos puntos. Los reflectores de esta unidad muestran una frecuencia y continuidad baja.

Unidad U9-SS

El contacto entre esta unidad y la infrayacente, representado por el **Horizonte ASS**, es concordante, aunque en algunos puntos de la zona externa del alto estructural se muestra discordante, llegando a descansar la U9-SS sobre la unidad U6-SS (Fig. 4.21, sección septentrional de la línea LS 09) e incluso sobre la unidad U2-SS. El Horizonte ASS está representado por un reflector de amplitud muy variable, desde amplitudes muy bajas (Fig. 4.21, sección central de la línea LS 09) a amplitudes muy altas (Fig. 4.23, sección central de la línea LS 11) y, normalmente, bastante continuo.

Dentro de la unidad U9-SS pueden identificarse ecofacies estratificadas que lateralmente cambian a ecofacies semi-transparentes y, en menor medida, a ecofacies transparentes. Dentro de esta unidad, se observa una amplitud alta o media en la base, que va disminuyendo hacia el techo (Fig. 4.21, LS 09). De la misma manera, la frecuencia es mayor en la base de la unidad y disminuye levemente hacia el techo. Esta unidad recubre gran parte del alto estructural con morfologías diversas en función de la localización, aunque generalmente se presentan de forma tabular, en cuña o lenticular. El espesor de la unidad U9-SS varía en un intervalo entre 8 ms y 12 ms, que se reduce a medida que nos acercamos a la parte externa del alto estructural. Dentro de la unidad se identifican ecofacies estratificadas de tipo 2A que

lateralmente pasan a ecofacies estratificadas de tipo 2C, y a semi-transparentes de tipo 3A y 3F cuando la amplitud y la continuidad de los reflectores disminuyen. De forma local, es posible identificar ecofacies transparentes de tipo 4E en forma de parches de hasta 15 m de longitud (LS 09) y de tipo 4A en forma tabular o de cuña. En algunas zonas, la unidad U9-SS se encuentra aflorando, debido a los procesos de erosión a los que está sometida la unidad U10-SS.

Unidad U10-SS

El **Horizonte AmSS**, representa el límite entre el techo de la U9-SS y la base de la U10-SS. Este límite se caracteriza por un reflector de alta amplitud y bastante continuo a lo largo de los perfiles de esta región, salvo en algunas zonas más profundas, donde tiende a desaparecer (Fig. 4.21, sección meridional de la línea LS 09). El contacto entre las unidades U9-SS y U10-SS se presenta concordante.

El techo de la unidad U10-SS se corresponde con el relieve marino actual y tapiza gran parte del alto estructural y de los alrededores. La morfología que presenta esta unidad es variada presentando formas tabulares, en cuña y lenticular. Esta unidad se encuentra en contacto directo con la columna de agua y con los procesos que en ella se producen, por lo que se encuentra sometida a cambios constantes. Es posible observar cómo, en determinadas zonas, la acción erosiva de las corrientes da lugar a cambios tanto en el espesor como en la morfología (Fig. 4.20, LS 03). El espesor de la unidad U10-SS en la zona central del alto estructural es bastante homogéneo, en torno a 21 ms, mientras que, hacia la parte externa del alto, la potencia va disminuyendo llegando incluso a desaparecer. Esta unidad está representada por ecofacies estratificadas y semitransparentes, y en algunos puntos, por ecofacies transparentes (Fig. 4.20, LS 03). Dentro de las ecofacies estratificadas encontramos las de tipo laminar (2A), ondulado (2B) y divergente (2C). Las ecofacies estratificadas pueden pasar lateralmente a ecofacies semi-transparentes donde las de tipo laminar (3A), ondulado (3B) y divergente (3F) son las más comunes, tal y como sucede con las ecofacies estratificadas. Los reflectores de esta unidad muestran amplitudes que van de medias a altas, con frecuencias altas y alta continuidad de los reflectores que presentan mayores amplitudes. Las ecofacies transparentes no son muy comunes en esta unidad y aparecen con morfología lenticular.

4.2.1.2 Área de profundidad intermedia del Sector Septentrional

Éste área se localiza al suroeste del alto estructural entre 1200 m y 1300 m de profundidad, con un gradiente de la pendiente que oscila entre 2° y 10°. A continuación se describen las unidades identificadas de base a techo.

Unidad U1-SI

El techo de la unidad U1-SI solo se identifica en la línea LS 03 (Fig. 4.20), y queda representado por la alternancia de ecofacies de 1B y 5B. Se caracteriza por un reflector de alta amplitud en su parte más somera, en torno a los 1680 ms, donde presenta una morfología suave y aplacerada. A partir de este punto y hacia el W, el reflector pierde nitidez y desciende con una pendiente considerable durante 4550 m hasta alcanzar 1890 ms, donde se acaba el registro sísmico. Este reflector es bastante continuo, aunque a lo largo 650 m se pierde el reflector. Esta unidad, debido a sus características, se considera como basamento acústico.

Unidad U2-SI

El **Horizonte NgSI**, representa el límite entre el techo de la U1-SI y la base de la U2-SI. Este límite se caracteriza por un reflector de alta amplitud y continuidad, salvo en las zonas más profundas donde tiende a desaparecer. Dado que la unidad U1-SI constituye el basamento acústico y las unidades suprayacentes presentan un carácter sedimentario, se considera este Horizonte NgSI una inconformidad.

El límite entre la unidad U1-SI y la unidad U2-SI solo es posible establecerlo en la línea LS 03 (Fig. 4.20), aunque es en esta misma línea dónde más difícil se hace establecer el techo de la unidad U2-SI. Sin embargo, en las líneas 12 y 10 es posible identificar éste límite superior con menor dificultad. La unidad U2-SI presenta generalmente una morfología tabular, integrada por ecofacies laminares de tipo 2A o 3A, que lateralmente pueden pasar a ecofacies hiperbólicas de tipo 5C. Hacia la parte E de la línea LS 03 (Fig. 4.20) la unidad U2-SI adopta una morfología en cuña integrada por ecofacies laminares de tipo 3A de baja amplitud y muy discontinuas, rodeadas por ecofacies transparentes confiriéndole un aspecto caótico. El espesor de esta unidad está en torno a los 63 ms (Fig. 4.20, LS 03).

Unidad U3-SI

El límite entre la unidad U2-SI y U3-SI, **Horizonte MSI**, se caracteriza por un reflector de amplitud baja a media, y de baja continuidad. El reflector que representa este horizonte es difícil de establecer en las áreas próximas al alto estructural. En las zonas donde se aprecia con claridad el contacto entre las unidades U2-SI y la U3-SI, éste parece ser concordante. El Horizonte MSI presenta morfologías muy suaves y aplaceradas.

Las líneas donde mejor se observa esta unidad son la LS 05 y LS 12 (Figs. 4.24 y 4.22, respectivamente), mientras que en la línea LS 03 (Fig. 4.20) solo es posible identificar parte del techo. La unidad U3-SI es muy similar a la unidad U2-SI, tanto en la morfología de ésta, como de las ecofacies que la constituyen. Las ecofacies que integran esta unidad son ecofacies semi-transparentes, transparentes, hiperbólicas y caóticas. La morfología de esta unidad es tabular con un espesor bastante homogéneo que ronda los 40 ms. En el interior de esta unidad predominan ecofacies semi-transparentes laminares de tipo 3C de muy baja amplitud y muy discontinuas junto con ecofacies transparentes (Fig. 4.24, LS 05). Al igual que ocurre con la unidad U2-SI, se hace difícil establecer esta unidad en las proximidades de la cresta adosada al alto estructural, donde las unidades tienden a acuñarse y mezclarse con ecofacies caóticas e hiperbólicas de tipo 5A (Fig. 4.24, LS 05) y 5C (Fig. 4.22, LS 12).

Unidad U4-SI

El **Horizonte AzSI** que representa la base de la unidad U4-SI muestra morfologías muy suaves y aplaceradas, queda definido por un reflector de amplitud media a alta. En las zonas próximas al alto estructural es difícil establecer este reflector. En las zonas más distales, donde si ha sido posible establecerlo, el reflector tiene una continuidad media. El límite de esta unidad con la infrayacente presenta contactos concordantes, que se tornan discordantes en las zonas próximas al alto estructural (Fig. 4.22, LS 12) y en la zona E de la LS 10 (Fig. 4.27A).

La unidad U4-SI es, en apariencia, muy similar a las unidades U2-SI y U3-SI, tanto en su morfología como en las ecofacies que la constituyen. En esta unidad, predominan las ecofacies semi-transparentes y transparentes, siendo las ecofacies hiperbólicas y caóticas las menos representadas. La morfología de la unidad es tabular, manteniendo un espesor homogéneo entre 15 y 19 ms. Esta unidad parece estar constituida por ecofacies semi-transparentes de baja a media amplitud que se muestran muy discontinuas. Lateralmente, estas ecofacies semi-transparentes pasan a ecofacies transparentes de tipo 4A (Fig. 4.24, LS 05), hiperbólicas (Fig. 4.22, LS 12) y caóticas (Fig. 4.22, LS 12).

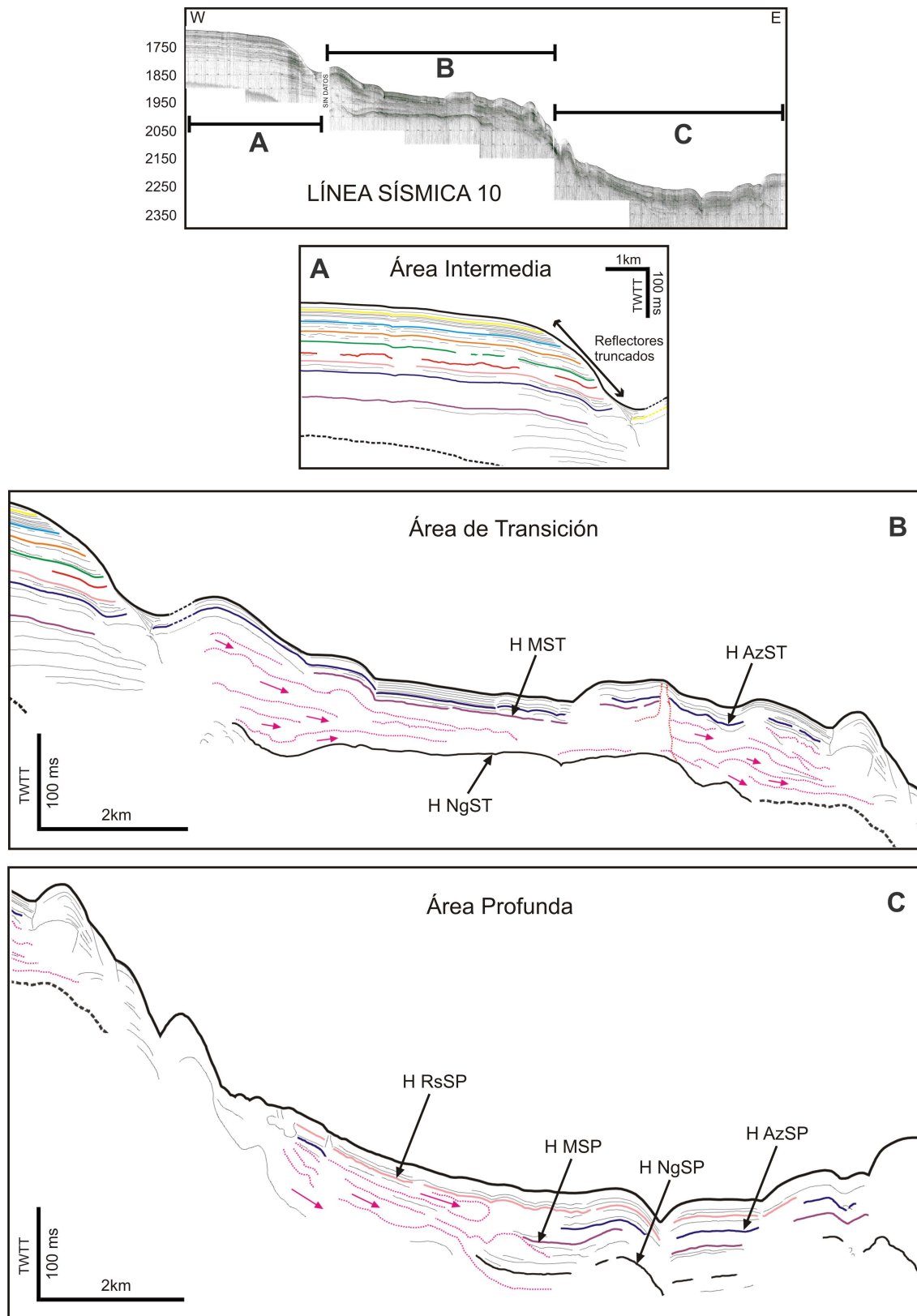


Figura 4.27. Línea sísmica LS 10, ubicada en el Sector Septentrional. A, Área profunda; B, Área de transición; C, Área profunda.

Unidad U5-SI

El límite con la unidad infrayacente, **Horizonte RsSI**, es discordante, irregular y está representado por ecofacies hiperbólicas. En la ruptura de pendiente que se observa hacia el E de la línea LS 10 (Fig. 27A), los reflectores de esta unidad aparecen truncados y cubiertos por sedimentos más modernos.

Esta unidad se identifica con claridad en las líneas LS 05 y LS 12 (Figs. 4.24 y 4.22), mientras que en la línea LS 03 (Fig. 4.20) solo es posible identificarla en la parte más occidental. La morfología de la unidad U5-SI es tabular y evoluciona a una morfología en cuña según se aproxima hacia la cresta que se localiza adosada al alto estructural. Esta unidad resalta entre sus unidades supra e infrayacente debido a que los reflectores que la constituyen presentan mayor amplitud (Fig. 4.22, LS 12). Las ecofacies que identifican mejor esta unidad son las semi-transparentes laminares, donde la continuidad de los reflectores es muy baja. Lateralmente, esta unidad pasa a ecofacies transparentes de tipo 4A o caóticas (Fig. 4.22, LS 12). La potencia de la unidad V es muy homogénea, oscilando entre 25 ms y 30 ms, hasta llegar a la transición de las ecofacies transparentes donde llega a disminuir hasta 5 ms

Unidad U6-SI

El **Horizonte RSI**, marca el límite entre las unidades U5-SI y la U6-SI. El reflector que caracteriza este límite muestra una alta amplitud, aunque en algunos tramos pierde su continuidad y se mezcla con ecofacies transparentes, como sucede en la parte meridional de la línea LS 12 (Fig. 4.22). Hacia el E de la línea LS 10 (Fig. 4.27A), los reflectores de la unidad U6-SI aparecen truncados.

Es posible identificar la unidad U6-SI en las líneas LS 03, LS 05 y en la LS 12, donde se aprecia una similitud tanto de la morfología como de la estructura interna de esta unidad con respecto a la unidad U4-SS. Las ecofacies que la constituyen son semi-transparentes y transparentes principalmente. En las líneas LS 05 y LS 12 el espesor de esta unidad es muy homogéneo, entre 17 y 19 ms, hasta que el registro se ve interrumpido por ecofacies transparentes de tipo 4C y 4A, que lateralmente pasan a ecofacies caóticas y, en algunos casos, a ecofacies hiperbólica de tipo 5C (LS 12) y tipo 5D (LS 03). En la línea LS 03 el espesor varía drásticamente, pasando de 15 ms de máximo a espesores inferiores a 5 ms, que se localizan tanto hacia la cresta como hacia su parte más occidental. En las ecofacies semi-transparente laminares (tipo 3A) la amplitud es baja o muy baja aunque puede darse algún reflector hacia el techo de mayor amplitud, donde la frecuencia es baja o media y la continuidad de los reflectores es muy baja.

Unidad U7-SI

El **Horizonte VSI**, marca el límite entre las unidades U6-SI y la U7-SI y aparece representado por un reflector de media a baja amplitud, que se muestra bastante discontinuo (Figs. 4.20, 4.24 y 4.27, sección occidental de las líneas LS 03, LS 05 y LS 10 respectivamente). Este límite parece presentar indicios de procesos erosivos, que se observan en el techo de la U6-SI (Figs. 4.20 y 4.24, LS 03 y LS 05), indicando un contacto discordante. Al igual que ocurre en las unidades U5-SI y U6-SI, esta unidad también aparece truncada hacia el E de la línea LS 10 (Fig. 4.27A).

La unidad U7-SI se extiende a lo largo de los perfiles LS 03, LS 05 y en LS 12, donde adopta morfologías tabulares y en cuña. Esta unidad se encuentra constituida por ecofacies estratificadas y semi-transparentes, que lateralmente pueden pasar a ecofacies transparentes, hiperbólicas e incluso caóticas. El espesor medio es de unos 15 ms (Figs. 4.22 y 4.24, LS 12 y LS 05), y en los tramos más cambiantes el espesor llega a alcanzar un espesor máximo de 20 ms y mínimo de 4 ms, o incluso puede llegar a acuñarse y desaparecer (Fig. 4.20, LS 03). En la zona próxima al alto estructural es difícil establecer esta unidad. Las ecofacies estratificadas laminares (tipo 2A) y las semi-transparentes laminares (tipo 3A) son las más representativas, y pueden pasar lateralmente a ecofacies semitransparentes de tipo 3C o caóticas, o verse interrumpidas por ecofacies transparentes de tipo 4A, 4B e hiperbólicas de tipo 5D (Fig. 4.20, LS 03). Los reflectores muestran amplitudes medias que en algunos puntos llegan a ser altas, una frecuencia media alta y donde la continuidad de los reflectores es media, llegando incluso a perderse.

Unidad U8-SI

El límite entre la unidad U7-SI y U8-SI, **Horizonte NSI**, se caracteriza por un reflector de amplitud variable a lo largo de los diferentes perfiles, de este modo se observan amplitudes medias, sienta puntualmente bajas, en algunas secciones de las líneas LS 05 y LS 10 (Figs. 4.24 y 4.27A), mientras que en la línea LS 03 (Fig. 4.20) este reflector muestra amplitudes altas o muy altas. Es un reflector bastante continuo, que en algunos puntos se ve irrumpido por ecofacies transparentes e hiperbólicas (Fig. 4.24, LS 05). En las zonas donde se aprecia con claridad el contacto entre las unidades U7-SI y la U8-SI, éste es concordante, salvo en puntos determinados donde parece presentarse discordante (Fig. 4.20, sección occidental de la línea LS 03). En la ruptura de pendiente que se observa hacia la parte oriental de la línea LS 10 (Fig. 4.27A), los reflectores de la unidad 8U-SI aparecen truncados.

La unidad U8-SI se identifica a lo largo de las líneas LS 03, LS 05 y LS 12 (Figs. 4.20, 4.24 y 4.22 respectivamente), con una morfología muy similar a la de las unidades infrayacentes descritas, y se

encuentra integrada por ecofacies estratificadas, semi-estratificadas y transparentes, apareciendo puntualmente ecofacies hiperbólicas. Esta unidad presenta un espesor medio de 5 ms, el más bajo de las unidades de esta zona, un espesor máximo de 11 ms y llega incluso a desaparecer puntualmente (Fig. 4.24, LS 05). Las ecofacies estratificadas y semi-transparentes laminares (tipo 2A y 3A) son las que mejor representan esta unidad y se ven irrumpidas por ecofacies transparentes de tipo 4A, 4B (Fig. 4.20, LS 03) y 4C (Fig. 4.24, LS 05), o sufren un cambio lateral de ecofacies pasando a hiperbólicas de tipo 5D o semi-estratificadas de tipo monticular (Fig. 4.20, LS 03). Las ecofacies laminares, tanto estratificadas como semitransparentes, tienen amplitudes medias-altas y la frecuencia parece ser superior a la de la unidad infrayacente, unidad U7-SI.

Unidad U9-SI

El límite entre la unidad U8-SI y U9-SI, **Horizonte ASI**, se caracteriza por un reflector de amplitud media, que localmente se presenta o muy alto (Fig. 4.20, LS 03) o muy bajo, haciendo éste límite poco nítido (Fig. 4.27A, LS 10). Es un reflector bastante continuo, que en algunos puntos se ve irrumpido por ecofacies transparentes e hiperbólicas (Figs. 4.20 y 4.24, LS 03 y LS 05 respectivamente). En las zonas donde se aprecia con claridad el contacto entre las unidades U8-SI y la U9-SI, éste es concordante.

Esta unidad se asemeja mucho al resto de unidades en cuanto a morfología, aunque tiene un espesor medio ligeramente superior al de la unidad infrayacente, entre 9 ms y 10 ms, siendo el espesor máximo de 12 ms, y donde la potencia puede llegar a reducirse tanto que llega a desaparecer. Hacia el E de la línea LS 10 (Fig. 4.27A), los reflectores de la unidad U9-SI también aparecen truncados. Las ecofacies que aparecen en esta unidad, son muy similares a las que se dan en las unidades U7-SI y U8-SI, identificando ecofacies estratificadas, semitransparentes, transparentes, hiperbólicas y caóticas. En general, la unidad U9-SI queda representada por ecofacies estratificadas de tipo laminar (2A) que pueden pasar lateralmente a ecofacies semi-transparentes laminares (3A) donde los reflectores muestran amplitudes altas o muy altas, con frecuencias altas y una continuidad de media a alta. También es posible encontrar a lo largo del registro de esta unidad, ecofacies semi-transparentes de tipo monticular (Fig. 4.20, LS 03), ecofacies transparentes de tipo 4A acompañada de ecofacies hiperbólicas de tipo 5 C en la parte superior, ecofacies transparentes de tipo 4B, 4C y 4E, ecofacies hiperbólicas verticales de tipo 5D y ecofacies caóticas.

Unidad U10-SI

El **Horizonte AmSI** supone el límite entre las unidades U9-SI y 10-SI, y se caracteriza por un reflector de alta intensidad, y que se muestra continuo a lo largo de las líneas LS 03, LS 05 y LS 10 (Figs. 4.20, 4.24 y 4.27A). El contacto entre ambas unidades es concordante. Al igual que ocurre en las unidades anteriores, ésta también aparece truncada hacia el E de la línea LS 10 (Fig. 27A). Sobre esta unidad, se detecta localmente una fina cobertera de sedimento inferior a 3 ms que se dispone de manera discordante (Fig. 4.20, LS 03).

La unidad U10-SI presenta una morfología similar a la de las unidades anteriormente descritas, pero dado que se encuentra en contacto con la columna de agua y de los procesos que en ella se producen, esta unidad ésta en constante cambio. Pero en general, presenta morfologías tabulares, en cuña o monticulares. Esta unidad presenta una potencia máxima de 20 ms y mínima de 6 ms, con una media de 9 ms. A pesar de ser difícil discernir la estructura interna de la unidad, es posible identificar ecofacies transparentes y semi-transparentes que puntualmente se ven irrumpidas por ecofacies hiperbólicas. Las ecofacies semi-transparentes son de tipo laminar (3A) y monticular (3E) en algunos puntos, con amplitud media y frecuencia similar a la unidad U9-SI

4.2.1.3 Área de transición en el Sector Septentrional

Entre el área de profundidades intermedias y el área profunda, existe una zona de transición caracterizada por la presencia de un reflector de alta intensidad sobre la cual existen ecofacies transparentes que aparecen acompañadas de ecofacies hiperbólicas, y sobre estas, aparecen ecofacies estratificadas o semi-estratificadas. Ésta área de transición, se corresponde con una zona de talud donde se producen un gran número de procesos de ladera, debido al significativo aumento de la pendiente. En esta zona se llegan a identificar 4 unidades, que son fácilmente reconocibles en la línea LS 10 (Fig. 4.27B).

La unidad U1-ST, es similar al de la unidad U1-SI del área intermedia, y presenta una morfología cambiante con áreas irregulares y abruptas, zonas aplaceradas, monticulares o ligeramente onduladas. Esta unidad está constituida por ecofacies de reflector singular de tipo 1B o ecofacies hiperbólicas de tipo 5B, e incluso de tipo 5C en el área monticular. El reflector que caracteriza esta unidad, **Horizonte NgST**, presenta reflectores de alta amplitud bajo el cual no es posible identificar más reflectores. La unidad U1-ST se distingue muy bien lateralmente en los primeros 6980 m de registro (de W a E), punto a

partir del cual se presenta de forma discontinua en la parte distal. Esta unidad, debido a sus características, se considera como basamento acústico.

Dentro de la unidad U2-ST aparecen varios lóbulos superpuestos constituidos por ecofacies transparentes, asociadas a ecofacies hiperbólicas de tipo 5C en su techo, y que lateralmente pasan a ecofacies caóticas. Estos lóbulos presentan espesores que oscilan entre 8 ms y 32 ms. Entre estos lóbulos es posible distinguir ecofacies semi-transparentes laminares (tipo 3A). Los contactos entre los diferentes lóbulos son discordantes.

El límite entre las unidades U2-ST y U3-ST, denominado **Horizonte MST**, se caracteriza por un reflector de morfología irregular, que tiene una amplitud media a alta (que puntualmente puede ser muy alta (sección central del área de transición de la línea LS 10) y que se presenta intermitente a lo largo de la línea LS 10 (Fig. 4.27B). El contacto entre ambas unidades es discordante.

Tapizando estos depósitos, se encuentran las unidades U3-ST y U4-ST, que adoptan morfologías tabulares, en cuña y monticulares. Ambas unidades se diferencian principalmente por el espesor, siendo la una unidad U3-ST la de menor espesor y la unidad U4-ST de mayor espesor. Esta unidad se caracteriza por ecofacies estratificadas y semi-transparentes de tipo laminar (de tipo 2A y 3A), cuyos reflectores pueden verse interrumpidos por ecofacies transparentes. En general, esta unidad está constituida por reflectores de amplitud media, frecuencia baja, que presentan una continuidad baja o muy baja en el primer tramo, que aumenta hacia la parte media y que en su tramo distal tienden a hacerse muy discontinuos llegando incluso a desaparecer.

El contacto entre las unidades U3-ST y U4-ST, **Horizonte AzST**, presenta una amplitud alta y una mayor continuidad que el Horizonte MST. El contacto entre ambas unidades parece ser concordante en el tramo central, mientras que en el tramo proximal y distal parece discordante.

Sobre esta unidad que se encuentra la unidad U4-ST, muy similar a la unidad U3-ST tanto en morfología como en las ecofacies que la integran. Esta unidad está constituida por ecofacies estratificadas de tipo 2A que hacia la parte oriental pasan a ecofacies semitransparentes de tipo 3A y 3E. Los reflectores de esta unidad presentan una amplitud de media a baja, con una frecuencia y continuidad mayor que la observada en la unidad U3-ST. El espesor esta unidad tiende a aumentar hacia la parte oriental pasando de 11 ms a 20 ms, registrándose un espesor mínimo de 7 ms.

4.2.1.4 Área profunda del Sector Septentrional

En torno a 1590m-1600 m se localiza el pie del talud, que da paso a la zona más profunda prospectada únicamente con sísmica dentro del sector septentrional y que llega a registrar una profundidad de 1709 m. En función de las características y morfología de los reflectores se han llegado a identificar 5 unidades en esta zona (Fig. 4.28, LS 06), que a continuación se describen de base a techo.

Unidad U1-SP

No es posible describir la morfología de esta unidad ya que solo se observa el límite que constituye el techo, donde se identifican dos reflectores sub-paralelos de media. La unidad U1-SP se caracteriza por ecofacies transparentes, donde se llegan a apreciar escasos reflectores sub-paralelos en el techo de la unidad o dispuestos de forma caótica.

Unidad U2-SP

El límite entre la unidad U1-SP y U2-SP, **Horizonte NgSP**, presenta una baja amplitud y se muestra muy discontinuo a lo largo de las líneas LS 04, LS 06 y LS 10 (Figs. 4.29, 4.28 y 4.27C, respectivamente). Es muy difícil establecer el tipo de contacto debido a la discontinuidad de este horizonte.

La unidad U2-SP tiene una configuración interna muy similar a la unidad U1-SP en gran parte del área, con ecofacies transparentes donde se observan escasos reflectores sub-paralelos o caóticos. En algunas zonas, es posible llegar a distinguir ecofacies semi-transparentes de tipo laminar (3A). Desde el pie del talud y hasta el surco localizado en las coordenadas 6° 31,2802 W -24° 58,5041 S, ésta unidad cambia lateralmente y se hace más compleja su arquitectura, encontrando ecofacies transparentes con morfología lenticular de diversas dimensiones e incluso ecofacies hiperbólicas de tipo 5C. La morfología de esta unidad es tabular y presenta espesores que varían entre 15 ms y 31 ms. La amplitud de los reflectores identificados es escasa, la frecuencia es baja y son muy discontinuos.

Unidad U3-SP

El límite entre la unidad U2-SP y U3-SP, **Horizonte MSP**, está representado por un reflector de baja a muy baja amplitud, que muestra muy discontinuo a lo largo de las líneas LS 04, LS 06 y LS 10 (Figs. 4.29, 4.28 y 4.27C, respectivamente). El contacto entre estas unidades llega a ser discordante (Fig. 4.28, LS 06).

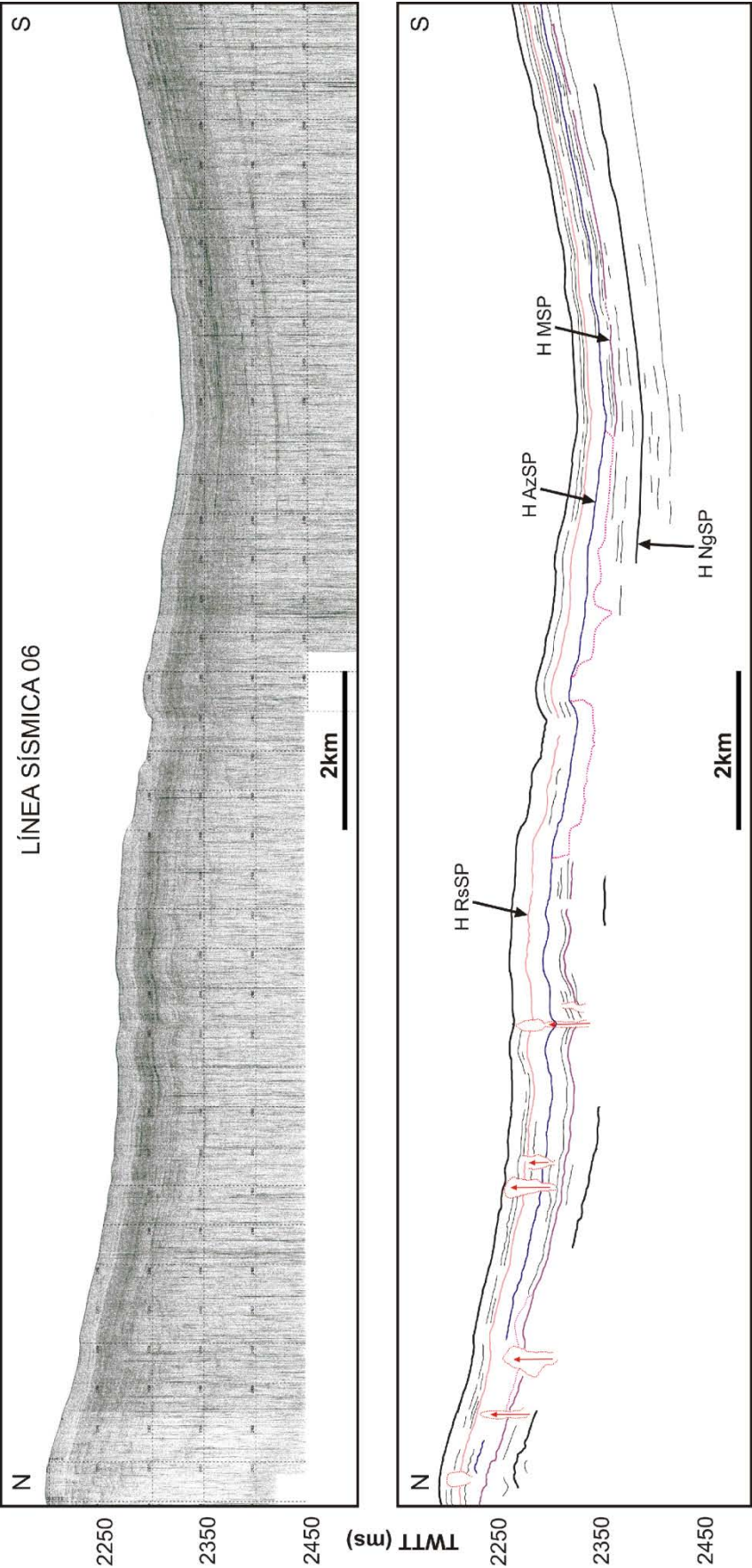
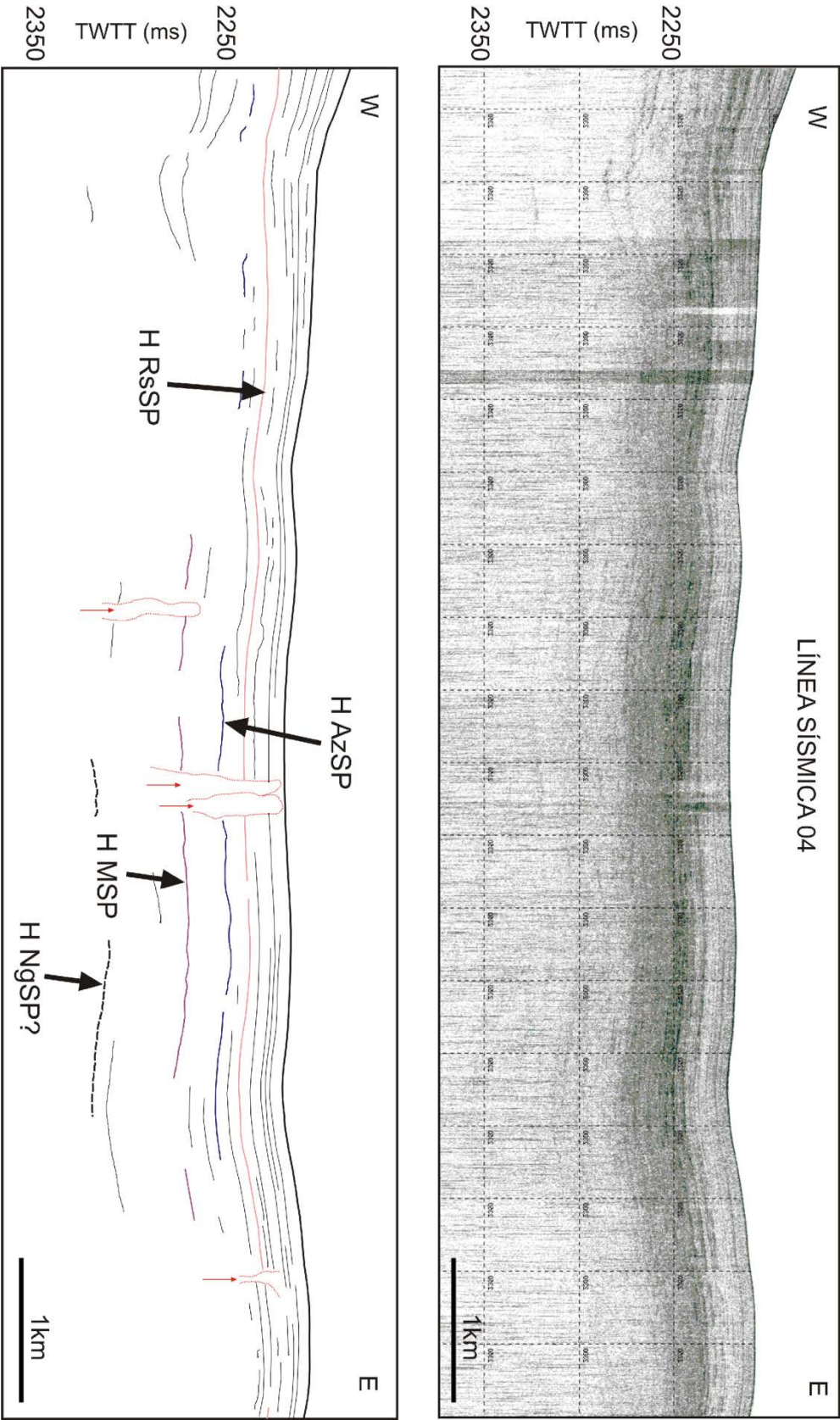


Figura 4.28. Línea sísmica LS 06, ubicada en el Sector Septentrional, área profunda.

4.29.



Línea sísmica LS 04, ubicada en el Sector Septentrional, área profunda.

La unidad U3-SP está constituida principalmente por ecofacies semi-transparentes de tipo 3A y que puntualmente pueden ser ecofacies de tipo 3D. Los reflectores muestran una amplitud mayor que la observada para la unidad II, al igual que una mayor frecuencia y continuidad. La unidad III mantiene una morfología y espesores similares a los de la unidad U2-SP, que oscilan entre 16 y 30 ms. A lo largo del registro, las ecofacies semitransparentes se ven irrumpidas lateralmente por ecofacies transparentes de tipo 4A, 4B y 4C, e incluso se distinguen ecofacies hiperbólicas de tipo 5D hacia el techo de la unidad.

Unidad U4-SP

El Horizonte AzSP, que supone el límite entre las unidades U3-SP y U4-SP, se caracteriza por un reflector de baja a alta amplitud y que se muestra discontinuo. El contacto entre estas dos unidades es concordante, aunque en la línea LS 10 (Fig. 4.27C) se observa algún punto donde la baja nitidez del registro hace imposible de verificar su naturaleza.

La unidad U4-SP presenta una morfología tabular, que en algunos puntos tiende a acuñarse, y donde el espesor varía entre 16 ms de mínima y 23 de máxima. La configuración interna de los reflectores está marcada por ecofacies semi-transparentes laminares y puntualmente de tipo 3D, con reflectores de baja a alta amplitud, frecuencia alta y continuidad media. El área comprendida entre el pie del talud y el surco es muy compleja. Es en esta zona donde el registro queda irrumpido por ecofacies transparentes de tipo 4A, 4C y 4E, o ecofacies caóticas justo en el pie del talud.

Unidad U5-SP

El límite entre la unidad U4-SP y U5-SP, **Horizonte RsSP**, está representado por un reflector de baja a media amplitud, que muestra ligeramente discontinuo a lo largo de las líneas LS 04, LS 06 y LS 10 (Figs. 4.29, 4.28 y 4.27C, respectivamente). El contacto entre estas unidades llega a ser discordante (Fig. 4.27C, LS 10).

El techo de esta unidad está en contacto directo con la columna de agua y con los procesos que en ella se producen, por lo que se encuentra sometida a cambios constantes. En esta superficie se observan diversos rasgos erosivos, entre ellos un surco de 16 m de profundidad y una anchura de 855 m, y un canal de 7 m de profundidad y una anchura de 1127 m (Figs. 4.28 y 4.27C, LS 06 y LS 10). Esta unidad, al igual que las anteriores, presenta una morfología en tabular con espesores entre 15 ms y 31 ms. Las ecofacies que constituyen esta unidad son ecofacies estratificadas y semitransparentes de tipo 2A y 3A que en algunos puntos se tornan a 2B y 3B. Estos reflectores muestran amplitudes inferiores a los de la unidad U4, pero tanto la frecuencia como la continuidad de los reflectores, es mayor en la unidad U5. El

registro se ve irrumpido por ecofacies transparentes, sobre todo en el tramo que hay entre el pie del talud y el surco, donde aparecen ecofacies de tipo 4A, 4C y 4E.

4.2.2 Sector Central

En el Sector Central se realizaron un total de 25 líneas sísmicas (Fig. 1), donde se prospectaron 319.05 km y cubriendo un área de 853.77 Km². Estas líneas sísmicas engloban diferentes morfologías como pueden ser *drifts*, montes submarinos, deslizamientos, áreas irregulares con depresiones y el Monte Submarino de Valdivia Centro. De las 25 líneas prospectadas en este sector, solo 14 de ellas permitieron establecer e identificar las 9 unidades sísmicas (Fig. 4.30A) existentes en este sector. Para facilitar la descripción de estas unidades se optó por establecer 3 zonas: La zona norte, la zona central y la zona sur (Fig. 4.30B).

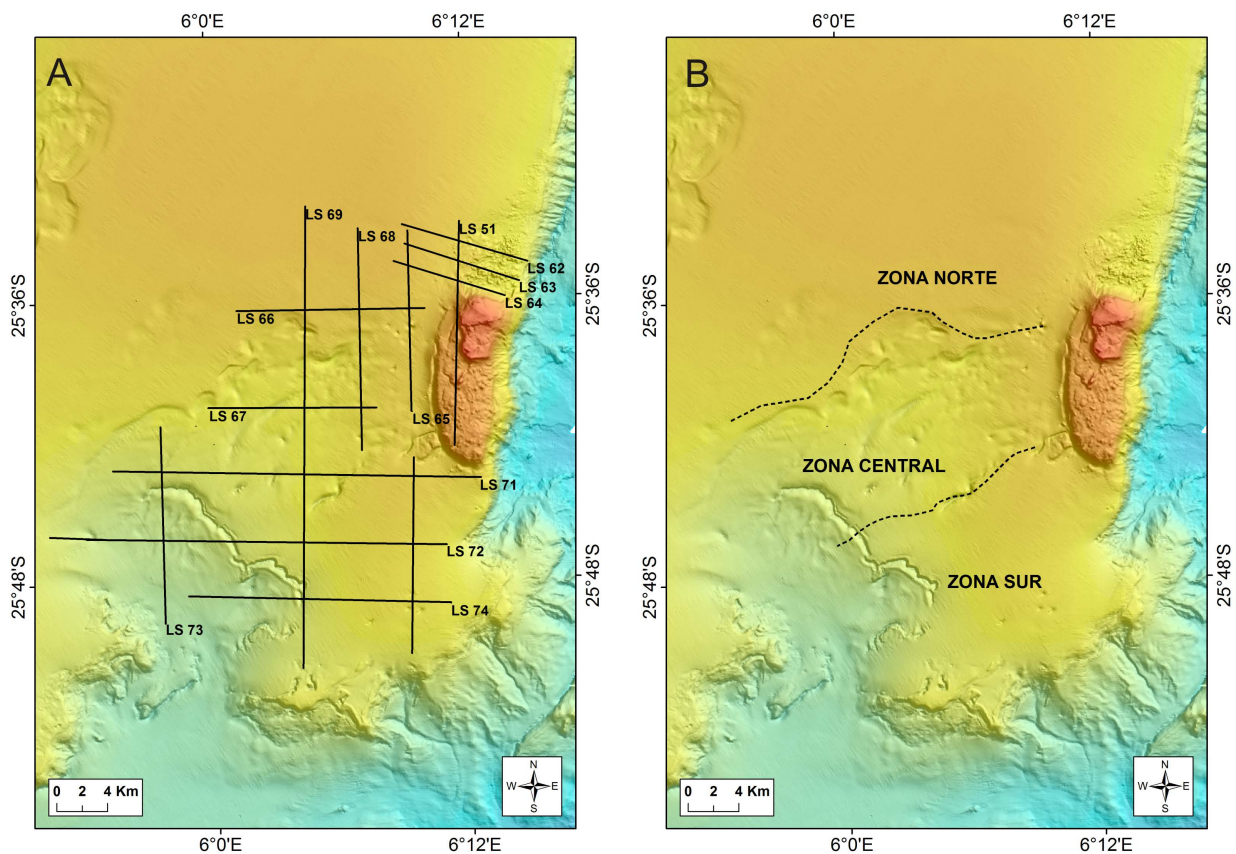


Figura 4.30. A, Localización de las líneas sísmicas (LS) empleadas para la identificación de las diferentes unidades sísmicas del Sector Central. B, División en zonas empleada dentro del Sector Central, para facilitar la descripción de las unidades sísmicas.

A continuación, se describen las 9 unidades identificadas en este sector de base a techo.

Unidad U1-C

Esta unidad está constituida por ecofacies de reflector singular de tipo 1B, caracterizadas por presentar un reflector de alta amplitud bajo el cual no es posible identificar más reflectores. Esta unidad no se observa en todos los perfiles, y en los que aparece, puede presentarse de forma discontinua o incluso, quedar apantallada por la irrupción de ecofacies transparentes de tipo 4D. El reflector que marca el límite superior de esta unidad, **Horizonte NgC**, es bastante irregular, y en algún punto abrupto, deja lugar a escasas áreas suaves o aplaceradas. En algunos perfiles se han podido identificar morfologías cónicas sobre áreas de baja pendiente (Fig. 4.31, LS 70), que llegan a alcanzar hasta 12 ms de altura. Esta unidad, debido a sus características, se considera como basamento acústico.

Unidad U2-C

Dado que la unidad U1-C constituye el basamento acústico y las unidades suprayacentes presentan un carácter sedimentario, se considera este **Horizonte NgC** una inconformidad.

La unidad U2-C presenta una morfología tabular integrada principalmente por ecofacies semitransparentes, ecofacies transparentes y en menor medida, por ecofacies hiperbólicas. Las ecofacies semitransparentes se encuentran representadas por morfologías laminares (3A) y onduladas (3B), siendo las de tipo 3A las más frecuentes. La presencia de ecofacies transparentes se corresponde con las de tipo 4D (Fig. 4.32, LS 66), donde se evidencian procesos de apantallamiento acústico interiores. Esta unidad cambia de espesor considerablemente a lo largo del sector central, desde aproximadamente 10 ms hasta más de 50ms. Esta unidad se ha podido identificar en la zona norte y una posición estratigráfica equivalente en la zona suroriental (Figs. 4.31 y 4.33, LS 70 y LS 72 respectivamente).

Unidad U3-C

El límite entre la unidad U2-C y U3-C, **Horizonte MC**, se caracteriza por un reflector de amplitud media que se ve interrumpido puntualmente por ecofacies transparentes (Fig. 4.31, LS 70). El contacto con la unidad inferior, la unidad U2-C, está marcado por ecofacies hiperbólicas de tipo 5C, lo que hace difícil establecer un límite neto y el carácter del mismo (Figs. 4.32, 4.34 y 4.35; LS 66, LS 68 y LS 69 respectivamente).

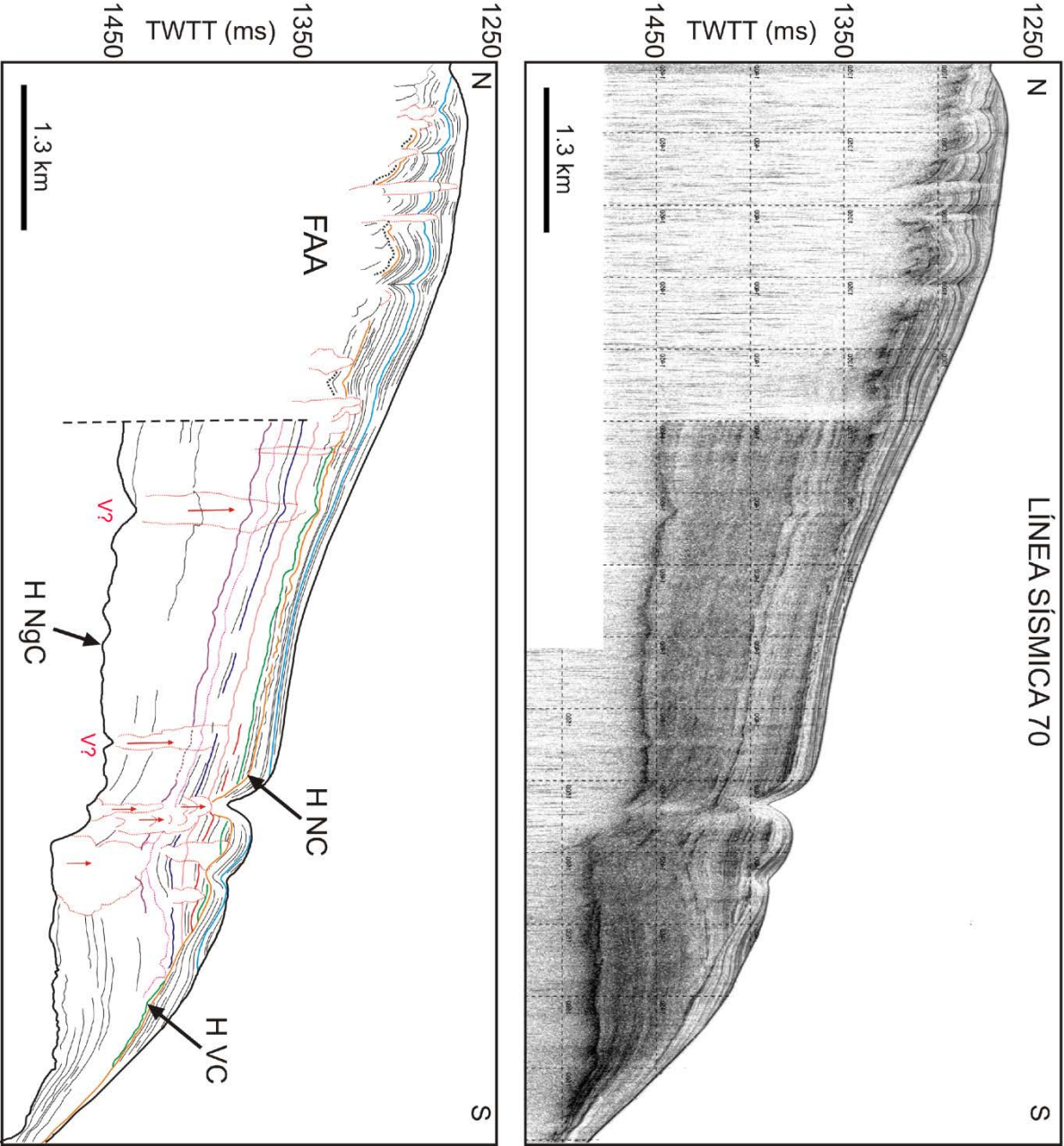


Figura 4.31. Línea sísmica LS 70, ubicada en el Sector Central.

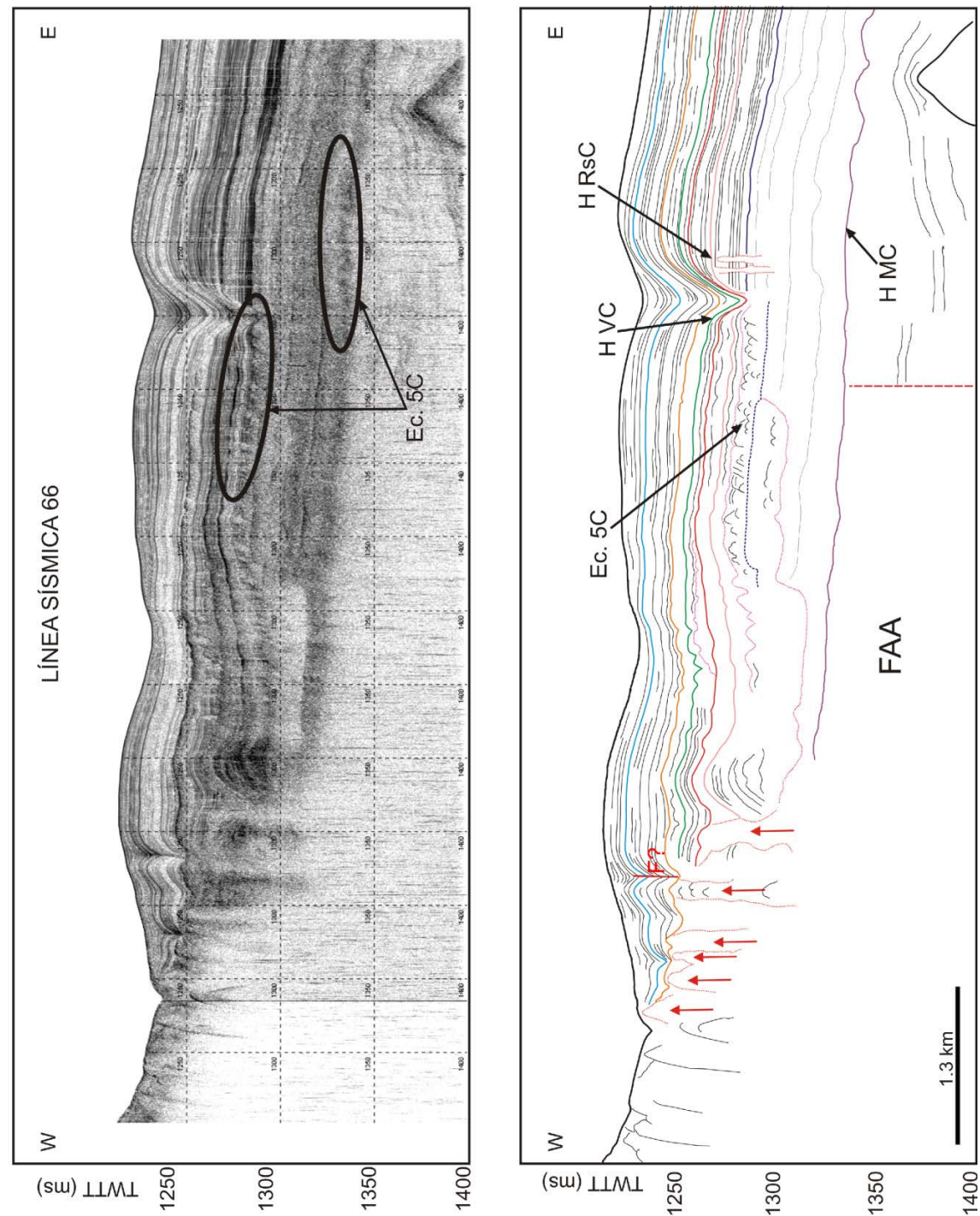


Figura 4.32. Línea sísmica LS 66, ubicada en el Sector Central.

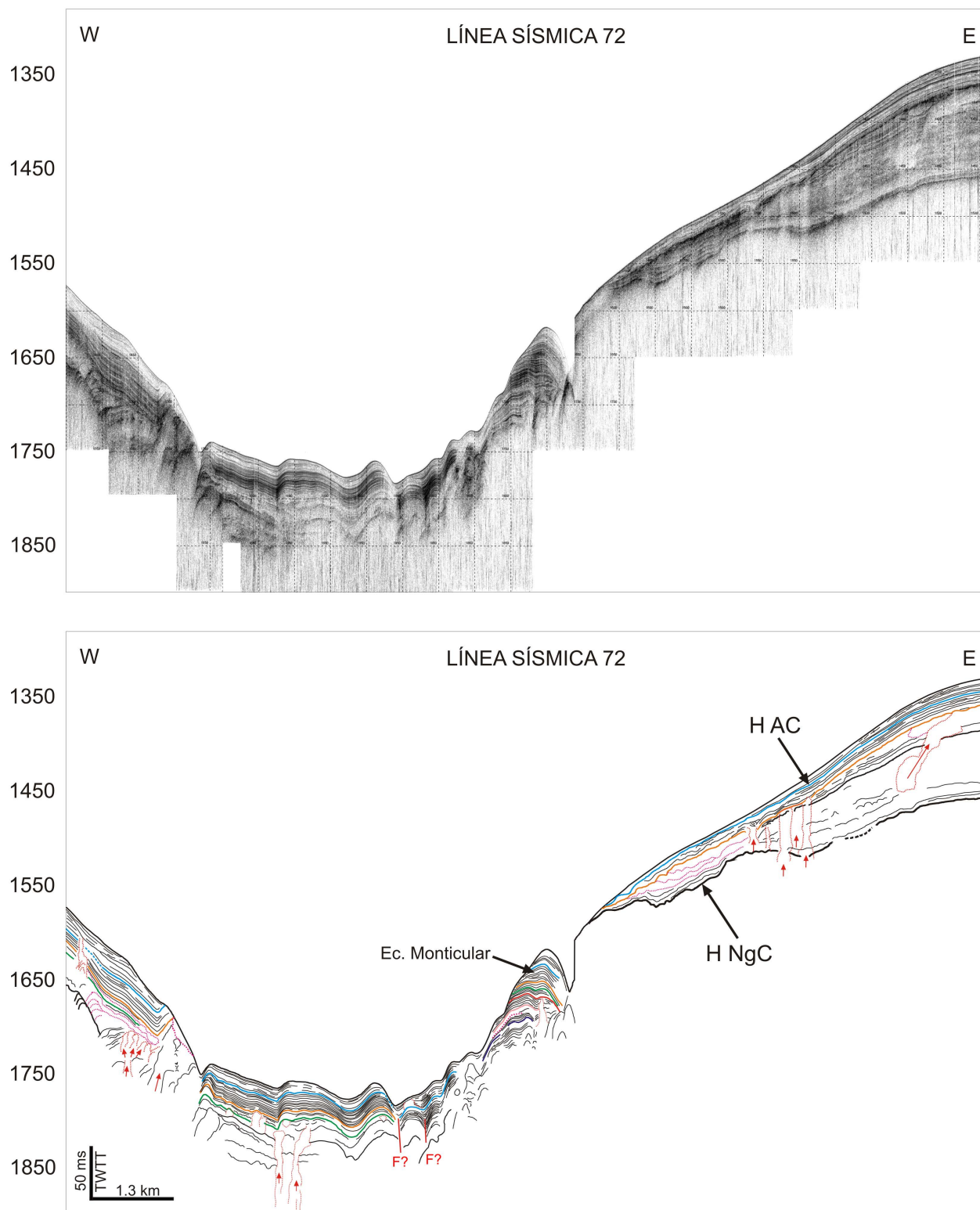


Figura 4.33. Línea sísmica LS 72, localizada en el Sector Central. A, Zona central; B, zona sur o meridional.

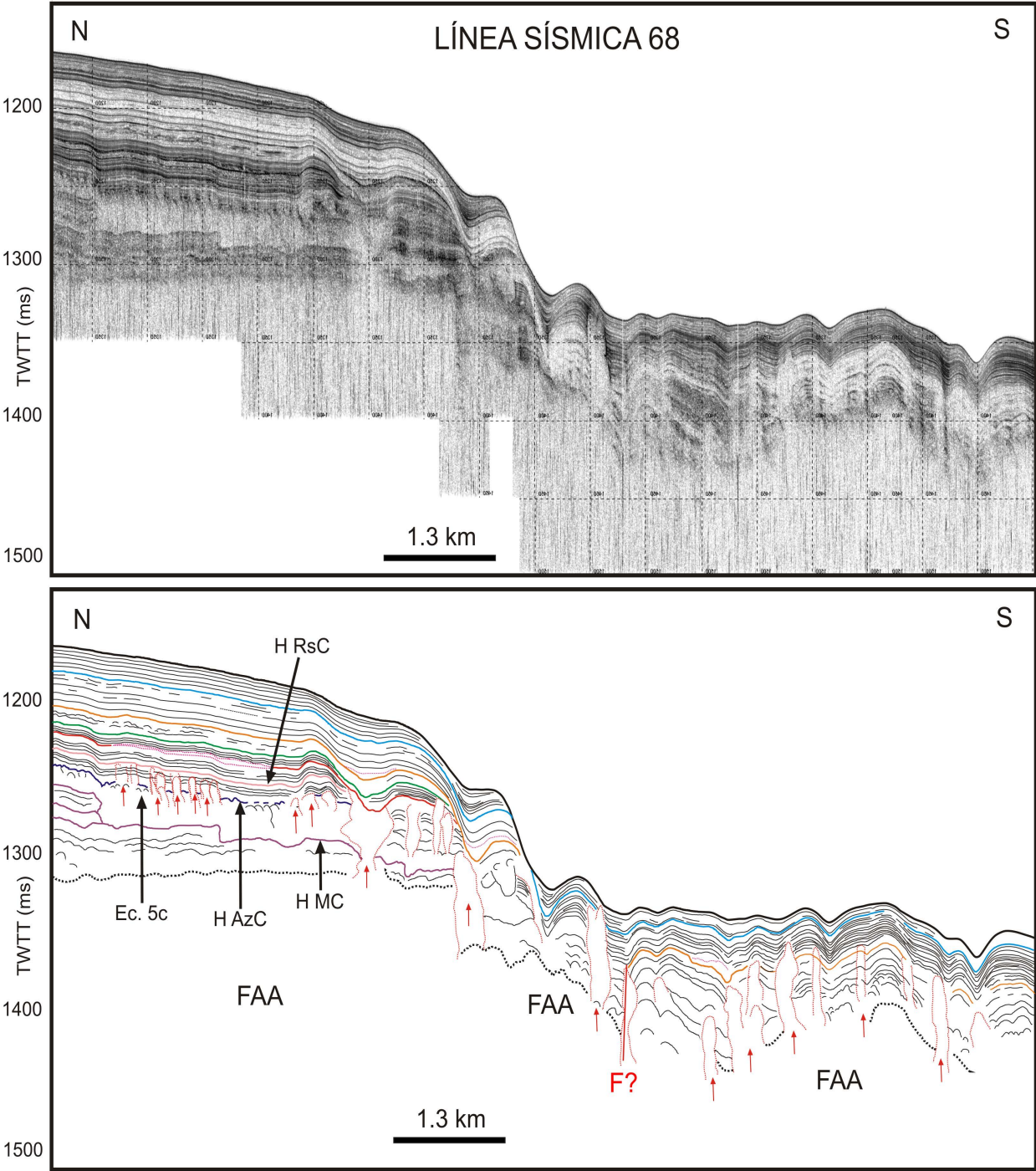


Figura 4.34. Línea sísmica LS 68, ubicada en el Sector Central.

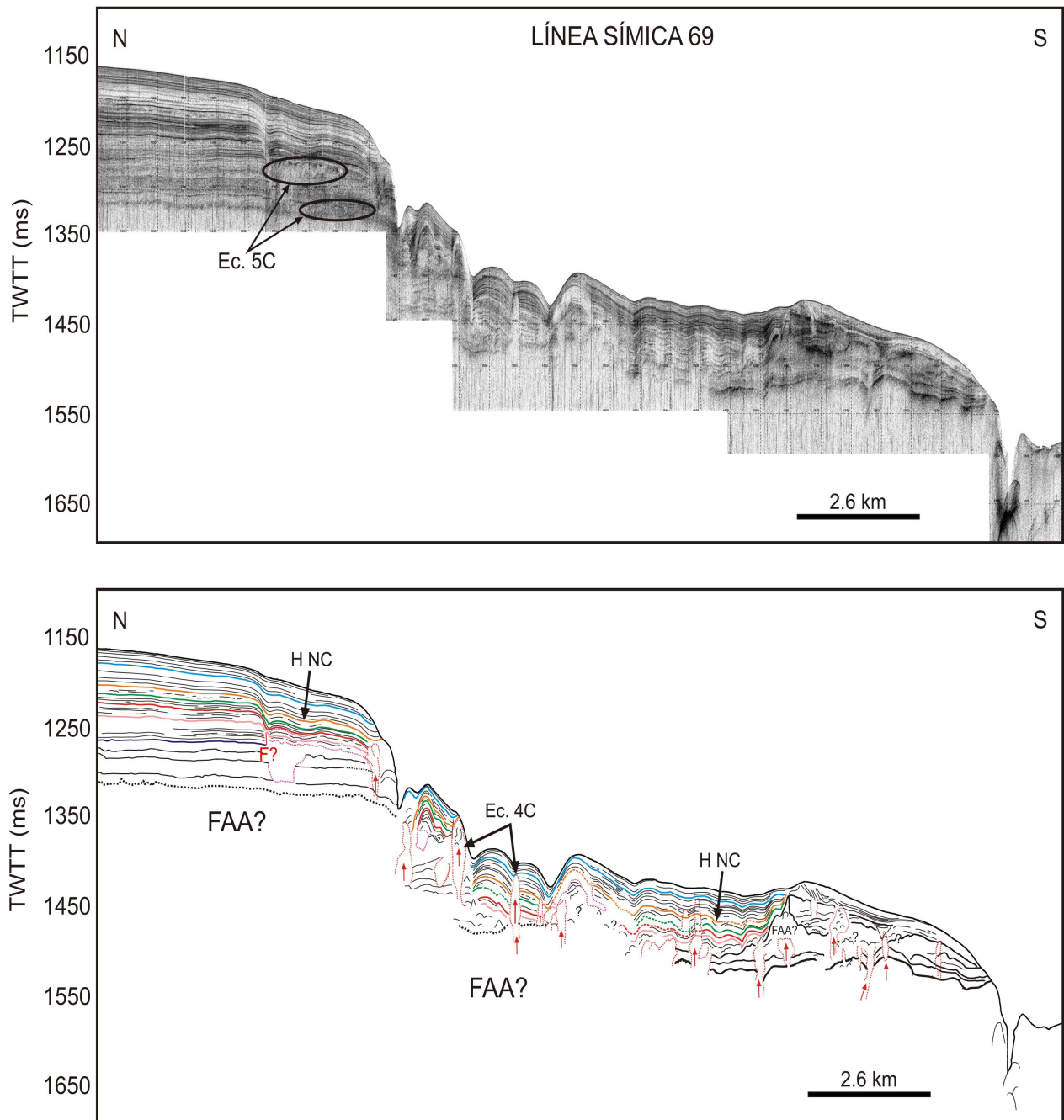


Figura 4.35. Línea sísmica LS 69, ubicada en el Sector Central.

Esta unidad se compone de varios paquetes de morfología tabular y/o en cuña, donde se pueden encontrar ecofacies estratificadas, semi-transparentes, transparentes, hiperbólicas y caóticas. La amplitud de los reflectores de esta unidad es de media a baja, con una frecuencia baja. La unidad se extiende por todo el sector, salvo en la zona norte donde aparece truncada por la unidad suprayacente. Dentro de esta unidad parece apreciarse diferentes subunidades o paquetes, donde los paquetes inferiores localizados en el límite con la unidad U2-C se constituyen de ecofacies caóticas e hiperbólicas de tipo 5C principalmente, y en algunos puntos se pueden observar ecofacies transparentes tabulares (4A), en cuña (4B) y en pluma (4C) (Fig. 4.35, LS 69), sobre todo en el área norte. En los paquetes localizados en el techo de la unidad U3-C empiezan a hacerse más frecuentes las ecofacies semi-transparentes laminares (3A) que lateralmente pueden llegar a pasar a ecofacies estratificadas laminares (2A). El techo de esta unidad se presenta normalmente concordante con la unidad U4-C, salvo en la zona norte donde este aparece truncado. No ha sido posible reconocer esta unidad en algunos de los perfiles. En aquellas áreas donde sí se ha podido definir la unidad U3-C, el espesor oscila entre 8 ms y 52 ms.

Unidad U4-C

El **Horizonte AzC** define el límite entre las unidades U3-C y U4-C, y suele aparecer ligado a ecofacies hiperbólicas de tipo 5C, (Figs. 4.34 y 4.35, LS 68 y LS69) o ecofacies transparentes (Fig. 4.31, LS 70) por lo que es difícil establecer el carácter del mismo. Se puede establecer que en general, el contacto con la unidad infrayacente es concordante, salvo en algún área donde encontramos un contacto erosivo (Fig. 4.36, LS 65).

La unidad U4-C presenta morfologías tabulares o en cuña, y están representadas por ecofacies estratificadas o semi-transparentes, aunque localmente se pueden encontrar ecofacies hiperbólicas o caóticas. La frecuencia de los reflectores que constituyen la unidad es baja y con amplitudes de media a alta, siendo puntualmente muy alta tanto en la base (Fig. 4.32, LS 66) como en el techo alta para los reflectores de altas amplitudes del techo. Tanto las ecofacies estratificadas como las semi-transparentes aparecen en formas laminares (ecofacies 2A y 3B), onduladas (3B) y cóncavas (2E y 3D). Es difícil establecer esta unidad en la parte central y sur, ya que los niveles estratigráficamente equivalentes aparecen constituidos por ecofacies caóticas o semitransparentes. Por el contrario la zona norte se encuentra bien definida, donde se observa una reducción del espesor de W a E, pasando de 14 ms a su desaparición total, debido al acuñaamiento de esta.

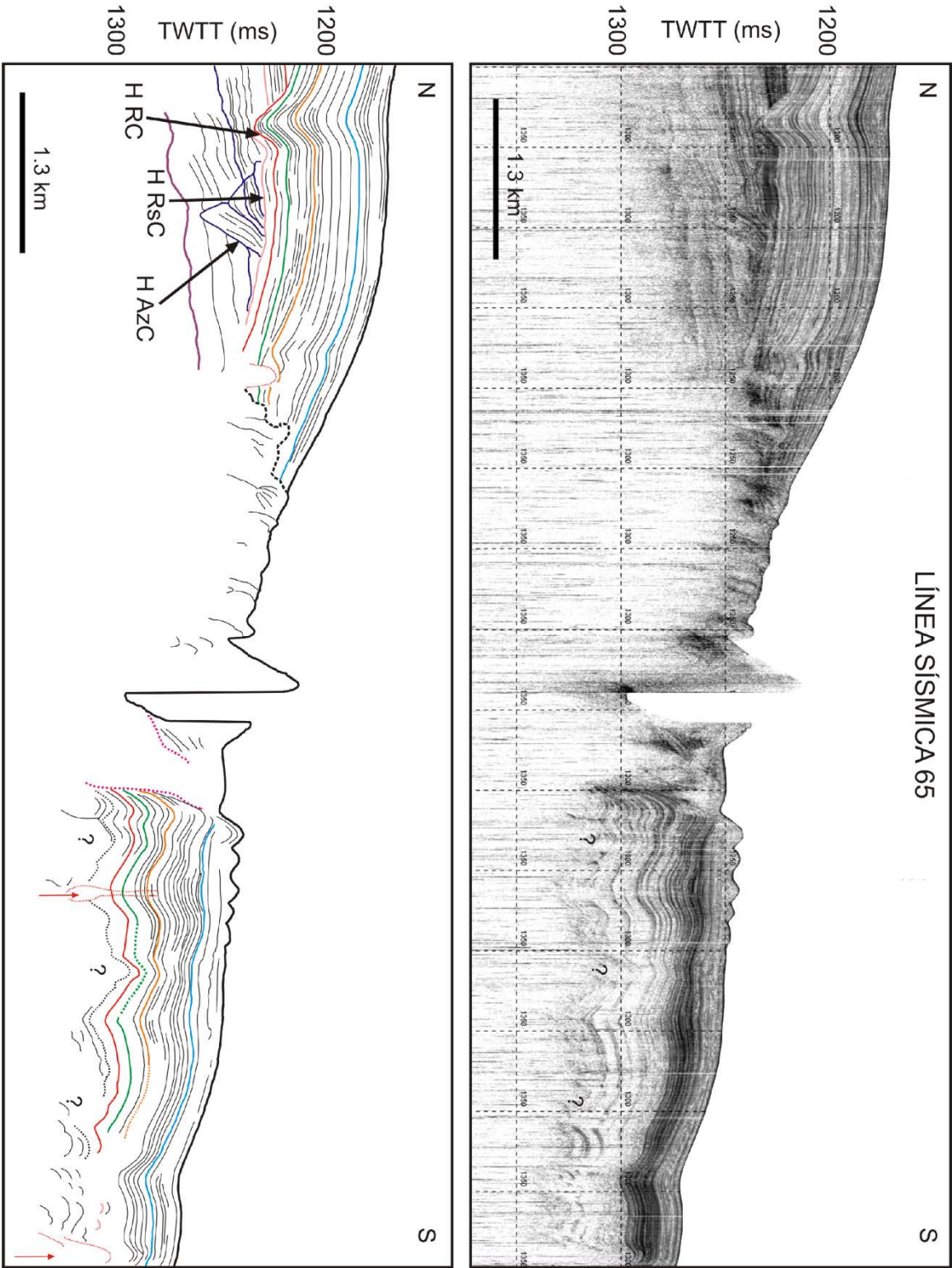


Figura 4.36. Línea sísmica LS 65, ubicada en el Sector Central.

Unidad U5-C

El límite entre las unidades U4-C y U5-C, **Horizonte RsC**, está definido por un reflector de amplitud muy alta (Fig. 4.34, LS 68) y de gran continuidad. En general, el contacto con la unidad infrayacente es concordante, salvo en áreas puntuales donde encontramos contactos erosivos (Figs. 4.31 y 4.37, LS 70 y LS 71).

Esta unidad presenta una morfología tabular y en menor medida en cuña, integrada por ecofacies estratificadas y semi-transparentes, donde puntualmente se observan ecofacies transparentes e hiperbólicas. Las ecofacies estratificadas más comunes en esta unidad son las laminares (2A) y onduladas (2B), existiendo puntualmente las de tipo cóncavo (2E) y monticulares (2F) (Fig. 4.33). Las ecofacies semi-transparentes que aparecen en esta unidad se corresponden con las de tipo 3A y 3B. En algunos puntos, las ecofacies de tipo 2A pasan lateralmente a ecofacies hiperbólicas de tipo 5C (Fig. 4.37, LS 71). Al igual que la unidad U4-C, la unidad U5-C se encuentra bien delimitada en la zona norte, mientras que en las zonas central y sur es más difícil de establecer. Esto se debe en gran parte, a la presencia de ecofacies caóticas que se encuentran en la base o en el interior de la unidad. En las zonas donde se ha podido definir bien esta unidad, se ha observado que el espesor se mantiene entre 10 ms y 12 ms. La amplitud de los reflectores es de media a alta, y en algunos casos, los reflectores que marcan la base y el techo de la unidad presentan amplitudes muy altas (Fig. 4.34, LS 68).

Unidad U6-C

El **Horizonte RC** define el límite entre las unidades U5-C y U6-C, y está caracterizado por ser un reflector de muy alta amplitud y de gran continuidad, aunque puntualmente se ve interrumpido por ecofacies transparentes (Fig. 4.31, LS 70). Aparentemente, esta unidad se presenta concordante con la unidad infrayacente, aunque en algunos puntos se apoya discordante sobre ella (Fig. 4.36, LS 65).

Al igual que las anteriores unidades, la unidad U6-Cse presenta con morfología tabular, aunque en algunas zonas se observa un cambio hacia una morfología en cuña. Esta unidad está compuesta por ecofacies estratificadas y semi-transparentes, aunque puntualmente se pueden encontrar ecofacies hiperbólicas, transparentes e incluso caóticas. Dentro de las ecofacies estratificadas la más común es la laminar (2A) con reflectores de media a alta amplitud como las observadas en la zona norte, aunque también encontramos de tipo 2C, 2E y 2F (Fig. 4.33). En la zona central, las ecofacies más representativas son las laminares (2A) y onduladas (2B), donde la amplitud de los reflectores es de baja a media. Las ecofacies 2A y 2B de la parte central pasan lateralmente a semi-transparentes (3A y 3B), hiperbólicas

(5C) o transparentes (4A). También es posible observar la irrupción del registro por ecofacies transparentes de tipo 4C. Las ecofacies transparentes observadas en esta unidad irrumpen oblicua o perpendicularmente al registro (Fig. 4.37, LS 71). En la parte sur del sector central, es difícil establecer la unidad U6-C, ya que sufre un fuerte apantallamiento acústico (FAA) (LS 70 y LS 71). Esta unidad se ha podido identificar en todos los perfiles, aunque en algunos de ellos de manera muy discontinua o incluso puntual. Donde se ha podido definir bien esta unidad, el espesor se mantiene más o menos constante entre 7 ms y 10ms, reduciéndose en algunas zonas hasta 5 ms.

Unidad U7-C

El límite entre las unidades U6-C y U7-C, **Horizonte VC**, queda definido por un reflector de alta amplitud y continuo. En general presenta contactos concordantes con su unidad infrayacente, aunque en algunos tramos se observa discordancia erosiva (Figs. 4.32 y 4.37, LS 66 y LS 71) y angular (Fig. 4.38, LS 63).

La unidad U7 muestra una morfología tabular que en algunas zonas se torna en cuña. En la mayor parte del registro, esta unidad se caracteriza por ecofacies semi-transparentes donde no es posible seguir el trazado de los reflectores que la conforman. Aparecen también ecofacies estratificadas y transparentes, y en menor medida ecofacies hiperbólicas y caóticas. Dentro de las ecofacies semi-transparentes predominan las laminares (3A) en la zona norte y las onduladas (3B) en la zona centro y sur. Como ecofacies estratificadas encontramos las de tipo laminar (2A), cóncava (2E), divergente (2C) en la zona norte, y las de tipo ondulada (2B) y monticular (2F) (Fig. 4.33, LS72) son las que predominan en las zonas centro y sur. La amplitud de los reflectores en esta unidad es por lo general de media a muy baja, aunque en algunos tramos se aprecian reflectores discontinuos de muy alta amplitud, donde la frecuencia es también baja a media. En la zona norte se observa cómo cambia lateralmente la unidad, pasando de ecofacies semi-transparentes a hiperbólicas de tipo 5C (Fig. 4.32, LS 66), mientras que en la zona centro pasamos a ecofacies transparentes de tipo 4A (Fig. 4.34, LS 68) y 4C (Fig. 4.37, LS 71) o caóticas (Figs. 4.34 y 4.31, LS 68 y 70). Al igual que pasaba en la unidad infrayacente, el registro de esta unidad también se encuentra irrumpido por la presencia de una pluma (ecofacies de tipo 4C) que llega a alcanzar una altura de 64 ms (Fig. 4.35, LS 69), constituida por ecofacies transparentes de tipo (4D) y por ecofacies caóticas (Fig. 4.37, LS 71). A lo largo de los diferentes perfiles sísmicos, la unidad U7-C muestra espesores bastante homogéneos para la zona norte y un poco más variables en la zona centro y sur, entre 5ms y 13 ms.

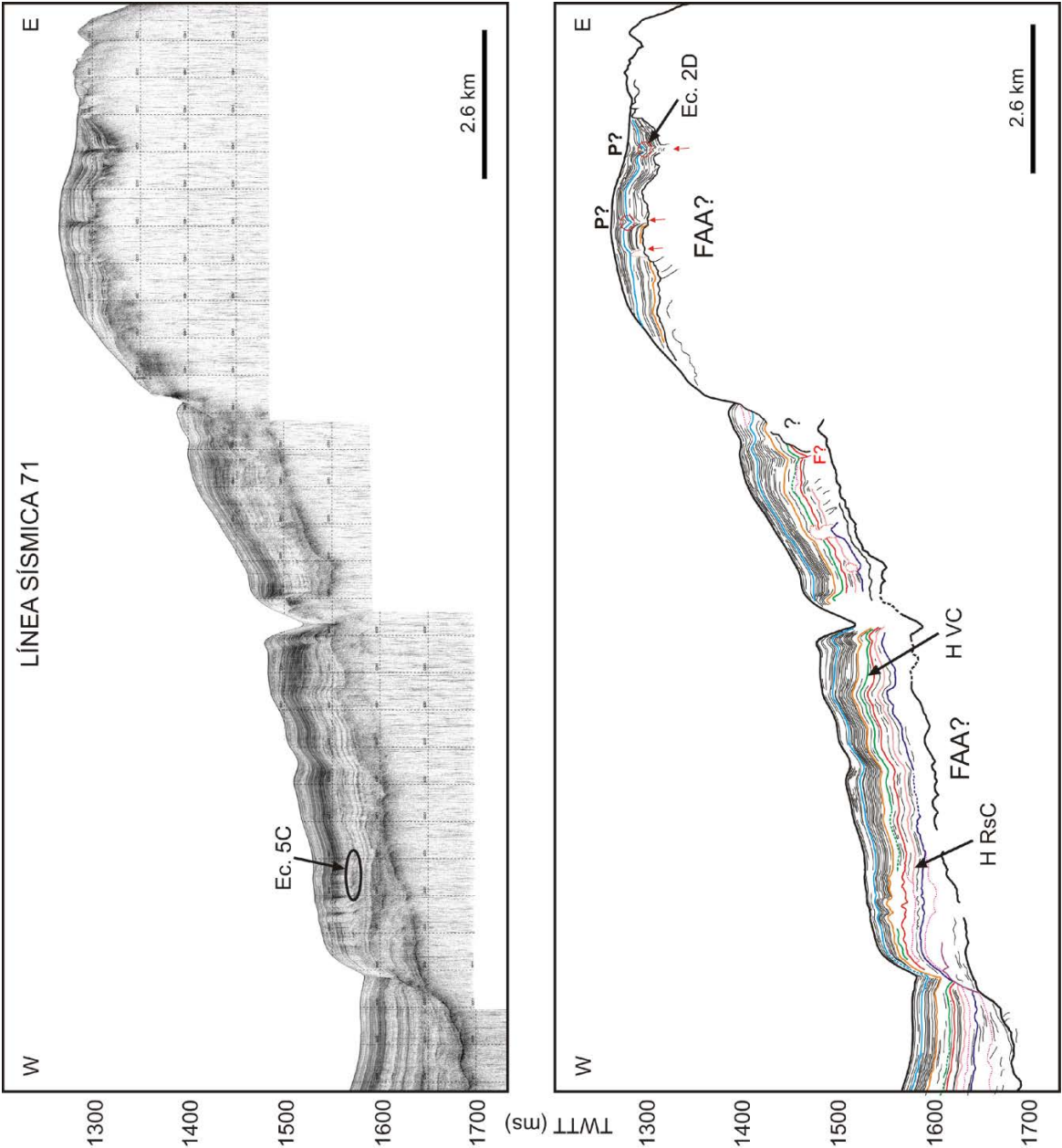


Figura 4.37. Línea sísmica LS 71, ubicada en el Sector Central.

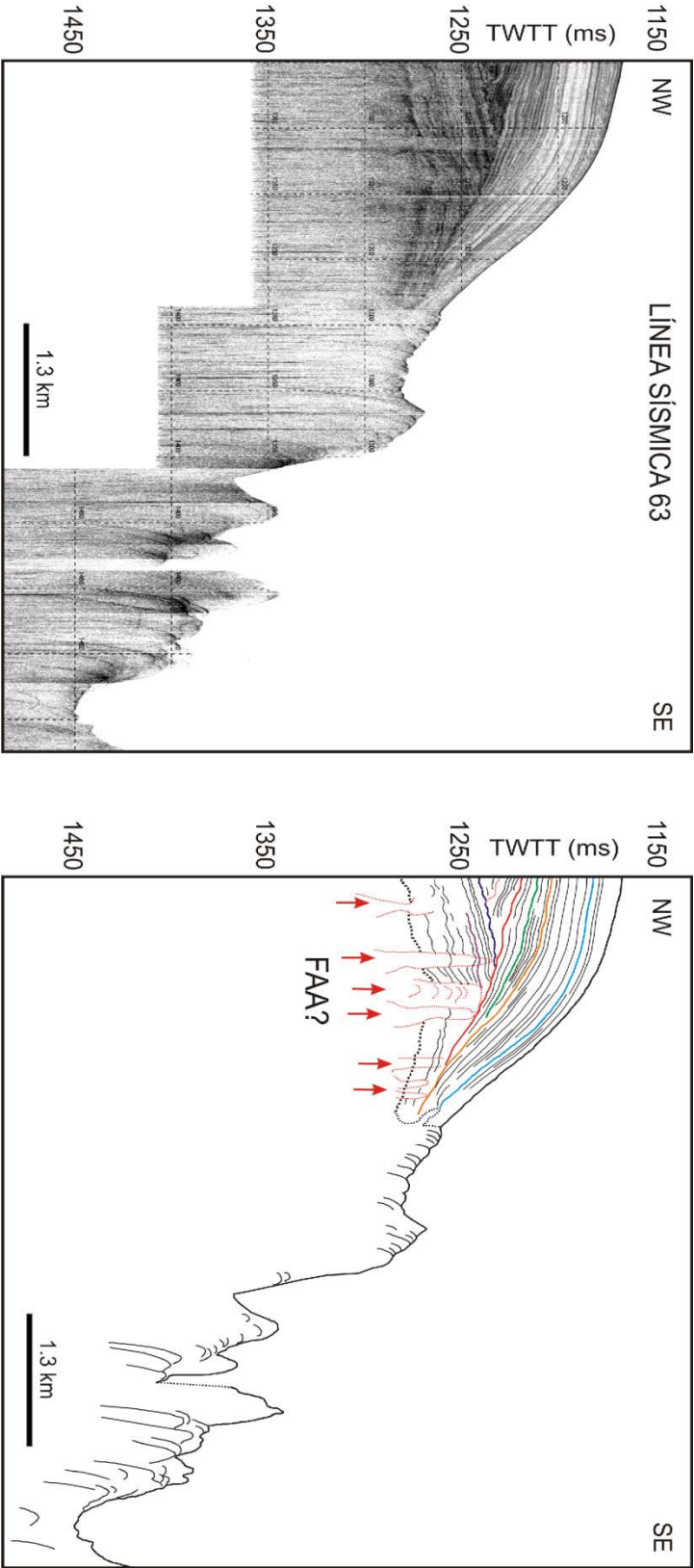


Figura 4.38. Línea sísmica LS 63, ubicada en el Sector Central.

Unidad U8-C

El **Horizonte NC** marca el límite entre las unidades U7-C y U8-C, y se corresponde con un reflector de alta a muy amplitud y bastante continuo (Fig. 4.35, LS 69). En general, este horizonte presenta contactos concordantes, aunque en algunos puntos llega a ser una discordancia erosiva (Figs. 4.39 y 4.40, LS 74 y LS 62), llegando a apoyarse sobre la unidad U1-C.

La morfología de la unidad U8-C es muy similar a la de sus unidades infrayacentes, tabular y en algunos tramos en forma de cuña. En esta unidad se reconocen ecofacies estratificadas, semi-transparentes, transparentes y caóticas. Es posible reconocer esta unidad a lo largo de todos los perfiles, aunque en algunos tramos se ve enmascarada por la presencia de ecofacies caóticas. La zona norte está caracterizada por la presencia de ecofacies estratificadas de tipo laminar (2A) donde la amplitud de los reflectores es de baja a media. También se observa una transición en algunos tramos de ecofacies estratificadas a semi-transparentes, donde la intensidad de los reflectores es muy baja. Es posible reconocer en esta zona ecofacies estratificadas de tipo 2C (Figs. 4.40, 4.38 y 4.41; LS 62, LS 63 y LS 64 respectivamente), 2D y 2E (Fig. 4.32, LS 66), 2F (Fig. 4.33, LS 72) y semi-transparentes de tipo 3C. En la zona centro predominan ecofacies estratificadas onduladas (2B) con reflectores de media a alta amplitud, donde se observan reflectores discontinuos de muy alta intensidad, y en menor medida se pueden identificar ecofacies transparentes de tipo 4C o ecofacies caóticas (Fig. 4.35, LS69). En la zona sur, los reflectores presentan características similares a los de la zona norte, donde también existe la presencia de ecofacies estratificadas de tipo 2D (Fig. 4.37, LS 71), semi-transparentes de tipo 3C y 3D (Fig. 4.31, LS 70), transparentes de tipo 4C (Fig. 4.31, LS 70). El espesor de esta unidad no es homogéneo a lo largo del registro, si no que varía de unos puntos a otros, siendo su espesor máximo de 37 ms y mínimo de 4 ms.

Unidad U9-C

El límite entre las unidades U8-C y U9-C, **Horizonte AC**, queda definido por un reflector de muy alta amplitud y continuo. Éste límite presenta contactos concordantes con la unidad infrayacente (Fig. 4.33, LS 72).

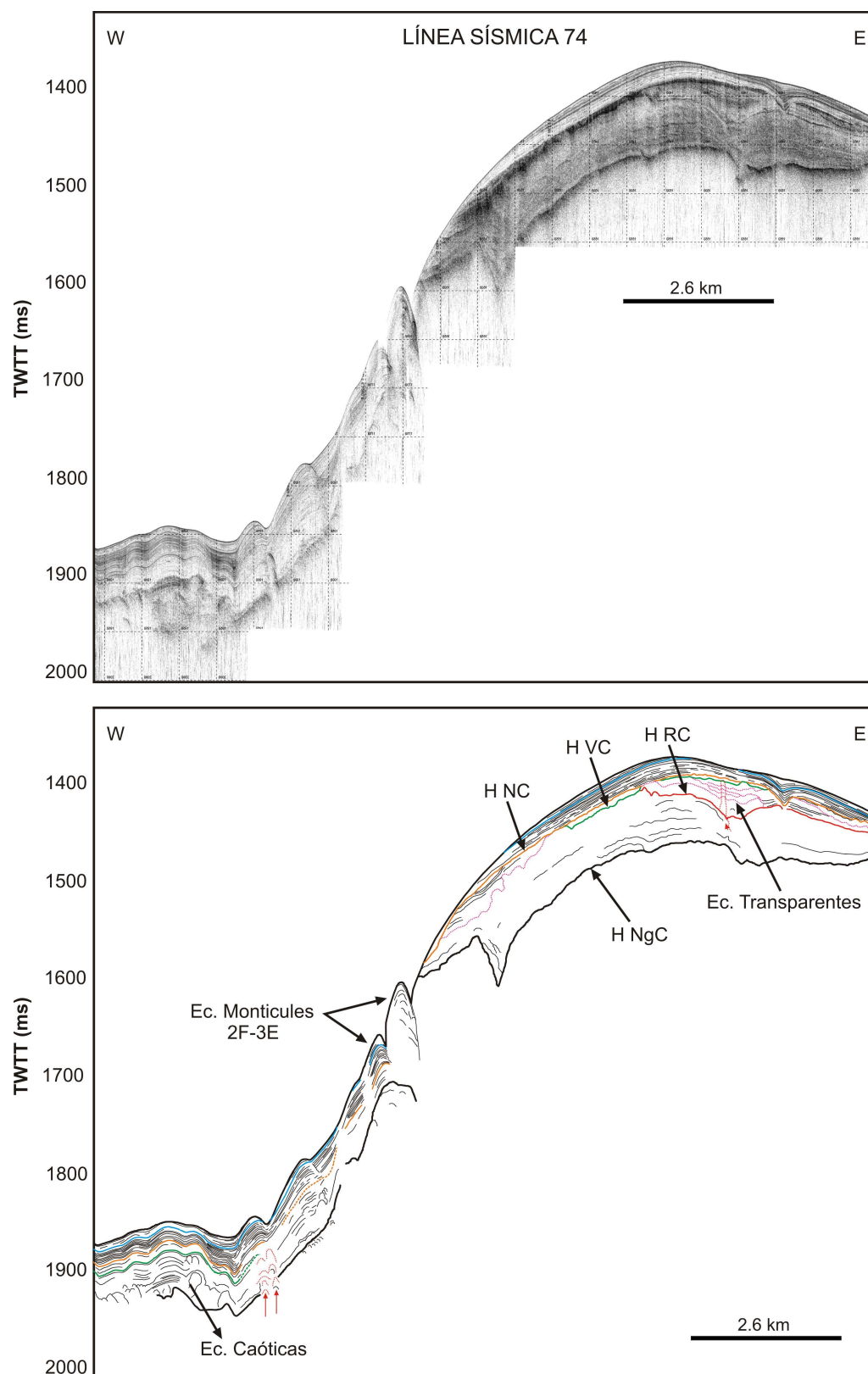


Figura 4.39. Línea sísmica LS 74, ubicada en el Sector Central.

La unidad U9-C se corresponde con la unidad superior o de techo que configura el relieve marino actual de la zona, y se identifica en todos los perfiles sísmicos. Esta unidad de morfología tabular y/o en cuña, presenta espesores heterogéneos a lo largo de los perfiles sísmicos, registrando un espesor máximo de 23 ms en la zona occidental del perfil LS 72 (Fig. 4.33), hasta llegar a desaparecer de forma puntual en el perfil LS 73 (Fig. 4.42).

Las ecofacies más representativas de esta unidad son las estratificadas y semi-transparentes, y en menor medida ecofacies transparentes (Fig. 4.33, LS 72). Dentro de las ecofacies estratificadas, las más comunes son las de tipo laminar (2A) en las zonas norte y sur, y las de tipo ondulado en la zona centro. Es posible distinguir ecofacies estratificadas de tipo 2C (Fig. 4.38, LS 63), 2D (Fig. 4.32, LS 66), 2E (Fig. 4.39, LS 74) y 2F (Fig. 4.33, LS 72) en algunos puntos de las zonas norte y sur. Las ecofacies semi-transparentes son mayoritariamente de tipo 3A, para las zonas norte y sur, y 3B para la zona centro, tal y como sucede con las ecofacies estratificadas. La amplitud de los reflectores de esta unidad es de alta a media, con zonas de menor intensidad, donde la frecuencia suele ser alta con reflectores bastante continuos. Las ecofacies transparentes aparecen representadas por penachos de aproximadamente 12 ms de altura.

4.2.3 Sector Meridional

En el Sector Meridional se llevaron a cabo 20 líneas sísmicas, de las cuales 19 se realizaron en la Zona Este y 1 en la Zona Oeste (Fig. 4.43), prospectando un total de 258.72 Km y cubriendo un área aproximada de 633 Km². El registro de estas líneas sísmicas fue llevado a cabo entre los años 2009 y 2010. Dentro del Sector Meridional encontramos como principales elementos morfoestructurales y morfosedimentarios un alto estructural sobre el cual se localiza un *drift* de espesor máximo 150 ms. Hacia el E del alto estructural, se encuentran superficies irregulares, laderas de alta pendiente, la cabecera de un cañón y áreas con edificios volcánicos. Hacia el W del alto estructural se observa como aflora el basamento acústico que llega alcanzar una gran pendiente. Adosada a la pendiente se identifica un surco tras el cual se eleva una cresta. Posteriormente a la cresta se extiende un área de *drift*, que se ve irrumpido localmente por la aparición de un gran cono volcánico. De las 20 líneas realizadas en este Sector Meridional, 3 fueron prospectadas sobre áreas de *drift* (Fig. 4.43), mientras que las otras 17 se realizaron sobre áreas volcánicas.

Dentro de la zona de *drift* se han identificado 6 unidades sísmicas, que son descritas a continuación de base a techo.

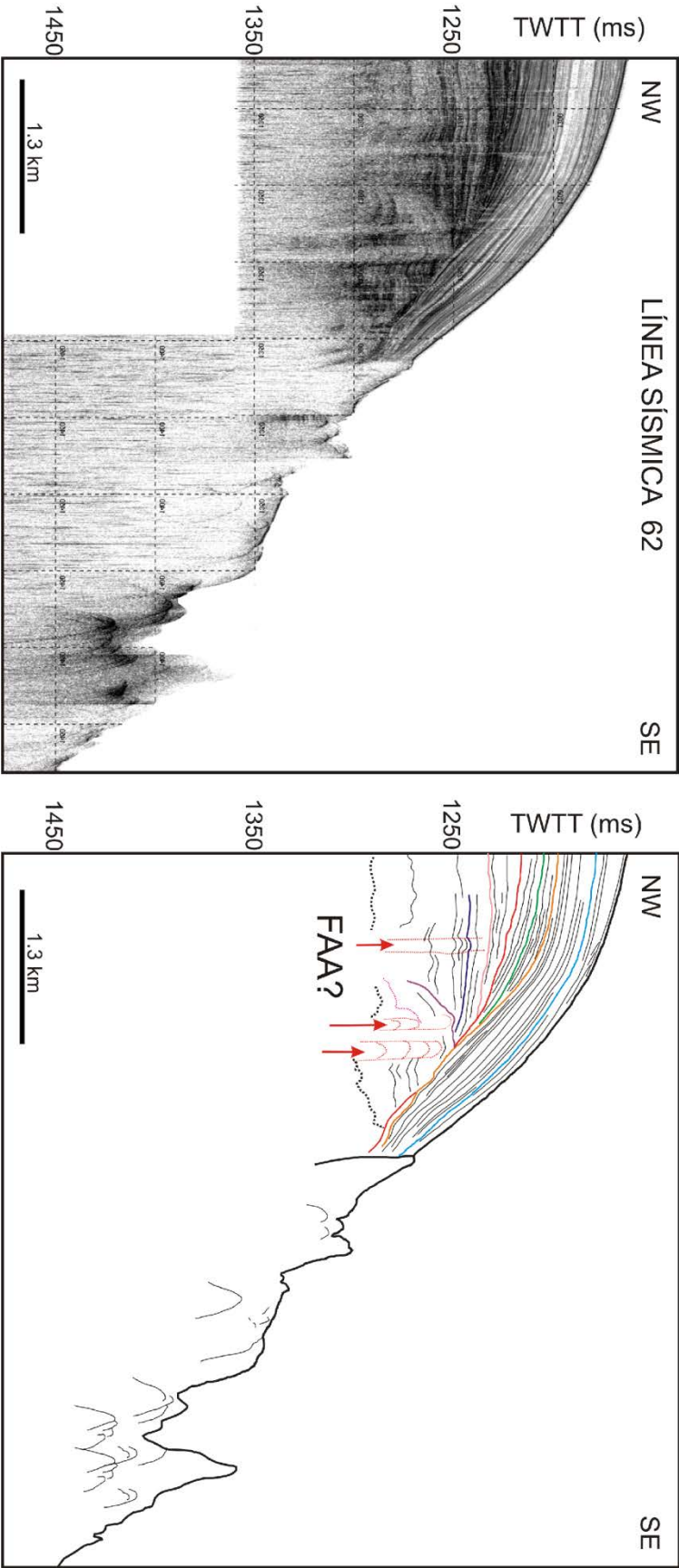


Figura 4.40. Línea sísmica LS 62, ubicada en el Sector Central.

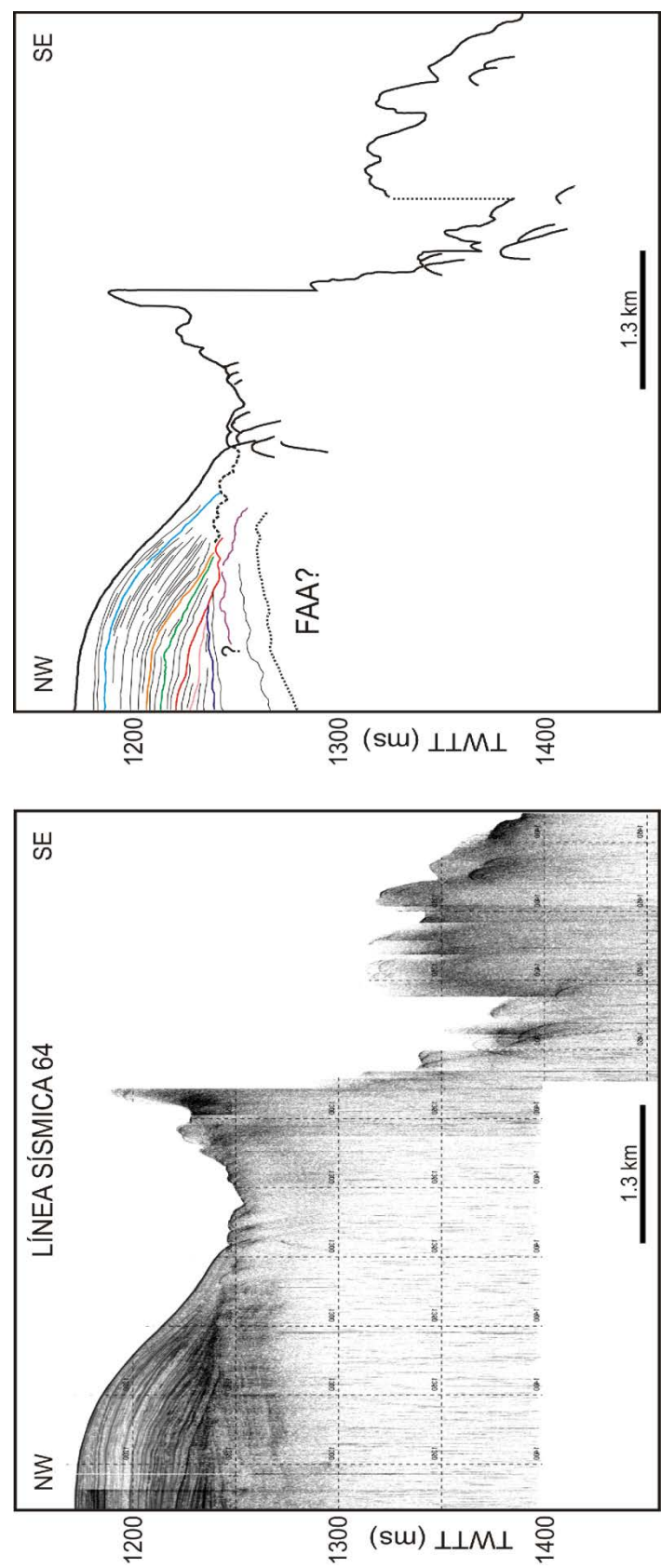


Figura 4.41. Línea sísmica LS 64, ubicada en el Sector Central.

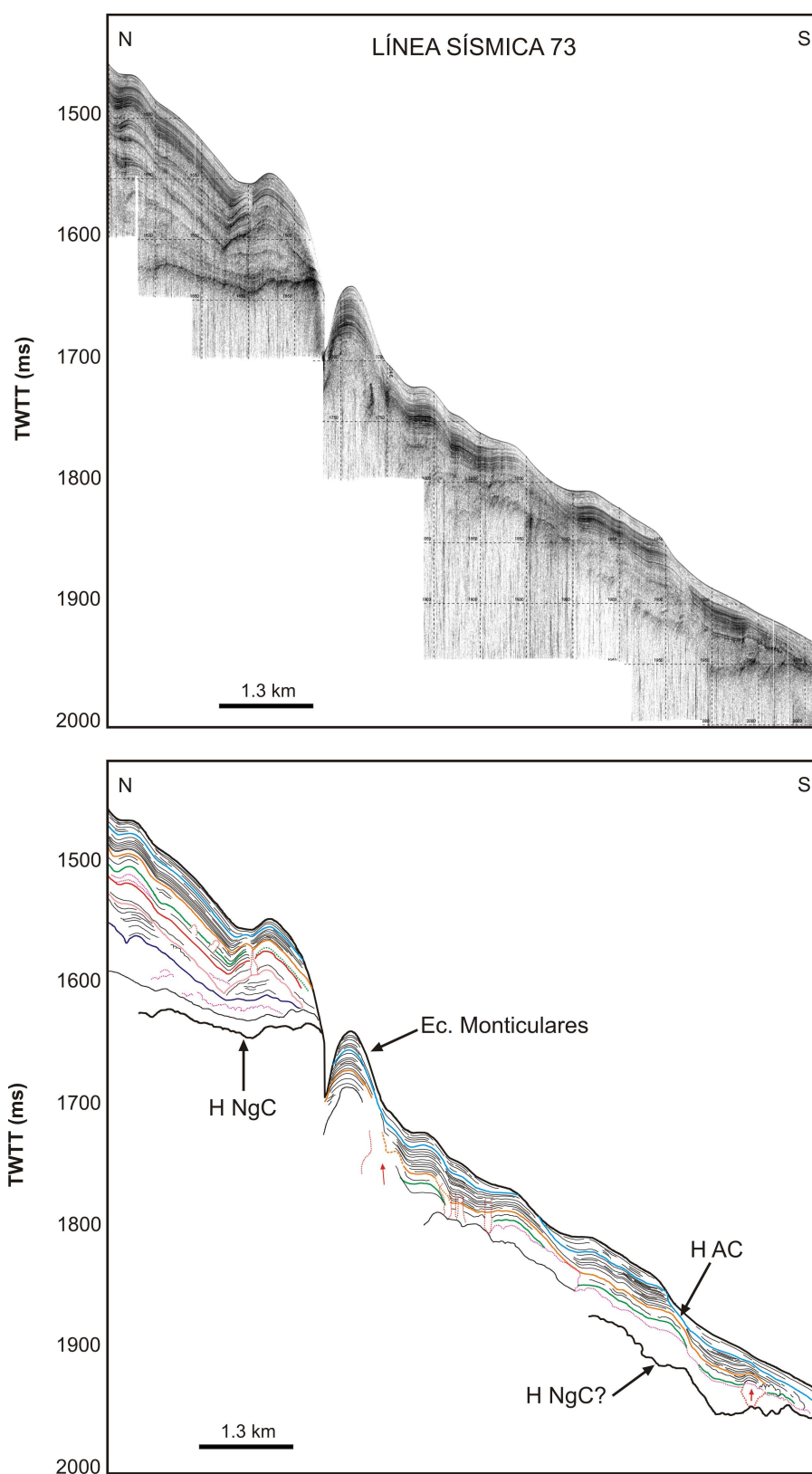


Figura 4.42. Línea sísmica LS 73, ubicada en el Sector Central.

Unidad U1-M

La unidad U1-M está integrada por la alternancia de ecofacies de reflector singular de tipo 1A, 1B y ecofacies hiperbólicas de tipo 5B. El reflector que marca el límite superior de esta unidad, **Horizonte NgM**, se caracteriza por presentar un reflector continuo, de alta a media amplitud y de morfología irregular, donde puntualmente se llegan a alcanzar altos gradientes de la pendiente (Fig. 4.44, LS 49).

En algunos tramos, el Horizonte NgM se torna discontinuo, e incluso, llega a desaparecer por la irrupción de ecofacies transparentes de tipo 4D (Fig. 4.45, LS 50) o debido a la profundización que sufre la unidad (Fig. 4.44, LS 49). Dentro de la unidad U1-M, solo se aprecian escasas áreas de morfología suave y/o aplacerada al E del alto estructural. Esta unidad, debido a sus características, se considera como basamento acústico.

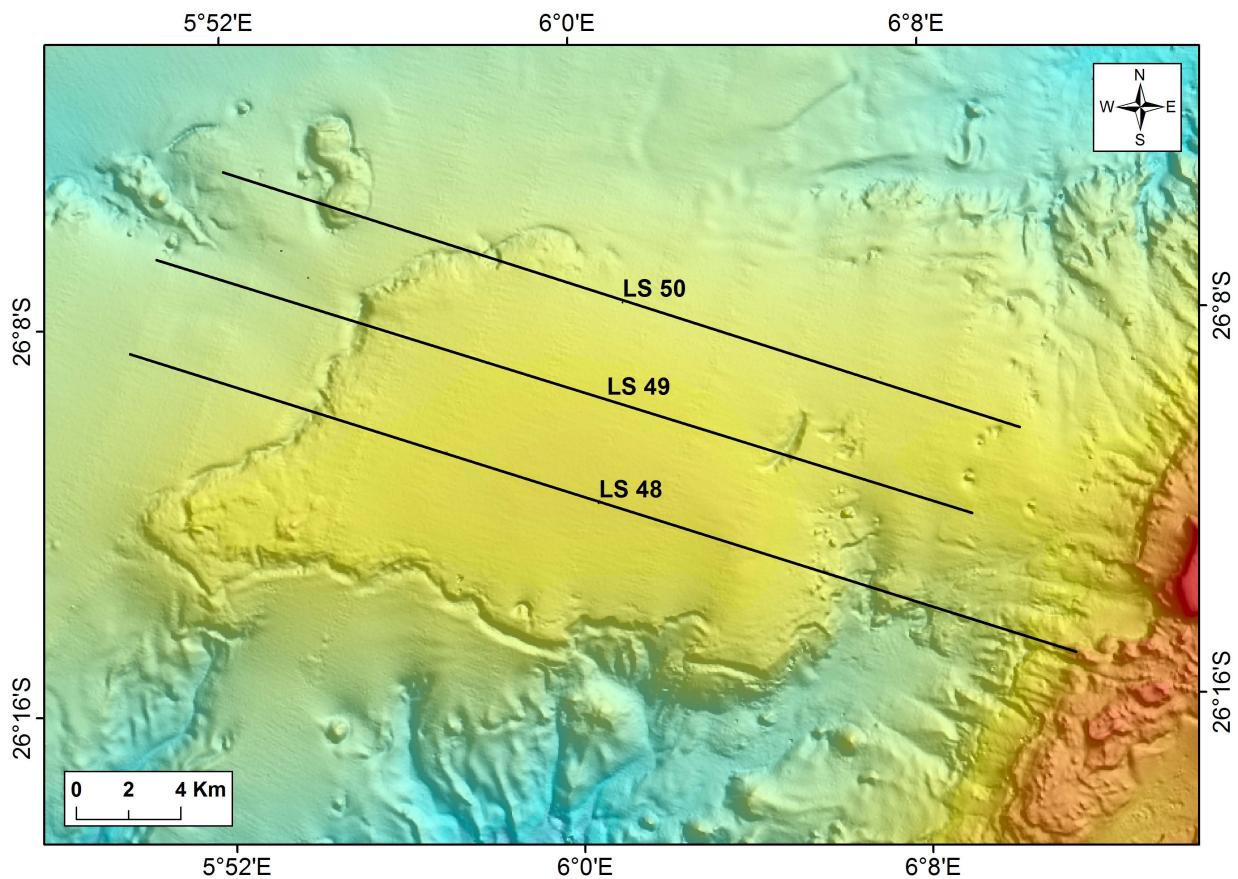


Figura 4.43. Localización de las líneas sísmicas LS 48, LS 49 y LS 50 ubicadas en el Sector Meridional.

Unidad U2-M

Dado que la unidad U1-SS constituye el basamento acústico y las unidades suprayacentes presentan un carácter sedimentario, se considera este **Horizonte NgM**, base de la unidad U2-M, una inconformidad.

La unidad U2-M se dispone con una morfología en cuña en el alto estructural llegando a alcanzar 105 ms, y fuera de este, adapta formas tabulares o irregulares donde su espesor disminuye hasta los 9 ms. Dentro de la unidad U2-M se pueden reconocer diferentes tipos de ecofacies, desde estratificadas (2), semi-transparentes, transparentes, hiperbólicas y caóticas. Los reflectores que representan esta unidad tienen amplitudes muy variables, desde altas a bajas, donde la frecuencia es de media a alta y la continuidad de los mismos es de media a baja. Las ecofacies más características de esta unidad son las estratificadas laminares (2A) u onduladas (2B) que aparecen mejor representadas en la parte occidental del alto estructural de las líneas LS 48 y LS 49 (Figs. 4.46 y 4.44), mientras que hacia la parte oriental estas mismas líneas pasan a semi-transparentes laminares (3A) u onduladas (3B). En algunos tramos las ecofacies caóticas toman protagonismo, sobre todo en la sección central del alto estructural, dejando entre ver reflectores discontinuos que se muestran en diferentes direcciones con amplitudes bajas o muy bajas (Fig. 4.44, LS 49).

Las ecofacies hiperbólicas de tipo 5C aparecen intercalas en la secuencia dispuestas, generalmente, de forma paralela al registro y con contactos discordantes. Las ecofacies transparentes se presentan irrumpiendo el registro de manera perpendicular u oblicua, donde puede observarse la ascensión en forma de pluma o penacho a través de la secuencia (tipo 4C), o bien, dispuestas paralela o sub-paralelamente al registro adoptando morfologías tabulares (4A) o lenticulares (4B).

Unidad U3-M

El **Horizonte MM**, marca el límite entre las unidades U2-M y la U3-M y aparece representado por un reflector de media a alta amplitud, que se muestra puntualmente discontinuo (Fig. 4.46, LS 48). Este límite parece presentar indicios de procesos erosivos que se observan en el techo de la unidad U2-M (Figs. 4.46 y 4.44, LS 48 y LS 49), indicando un contacto discordante. En algunas secciones centrales de las líneas LS 48, LS 49 y LS 50 (Figs. 4.46, 4.44 y 4.45 respectivamente) la unidad U3-M está ausente, y encontramos la U4-M directamente sobre la U2-M.

La unidad U3-M adopta morfologías lenticulares irregulares o en cuña, donde sus reflectores muestran una disposición laminar o ligeramente ondulada, bien de ecofacies estratificadas (2A y 2B) o semi-

transparentes (3A y 3B). También es posible encontrar ecofacies transparentes de morfología lenticular (4B). Los reflectores de la unidad U3-M presentan amplitudes medias, con frecuencias altas y donde la continuidad de los reflectores en función del tramo es de media a baja. A lo largo de los perfiles, el espesor de esta unidad varía entre 28 ms de máxima a escasos 2 ms (Figs. 4.46, 4.44 y 4.45; LS 48, LS 49 y LS 50 respectivamente).

Unidad U4-M

El límite entre las unidades U3-M y U4-M, **Horizonte AzM**, se muestra como un reflector de amplitudes altas o muy altas, y que se muestra en algún punto discontinuo (Figs. 4.46 y 4.44, LS 48 y LS 49). El contacto entre ésta dos unidades es discordante, llegando a estar la U4-M reposando sobre la U2-M.

La unidad U4-M se caracteriza por presentar espesores muy reducidos (4-6 ms) y reflectores de muy alta amplitud, que se presentan con alta frecuencia y donde la continuidad de los mismos es de alta a media. La U4-M muestra una morfología lenticular, y los reflectores que la integran quedan definidos por ecofacies estratificadas y semi-transparentes de tipo laminar (tipo 2A y 3A) o ligeramente onduladas (2B y 3B) en la parte más occidental. Además de estas ecofacies, es posible distinguir ecofacies caóticas y transparentes. En la zona del alto estructural se encuentra una pequeña áreas de ecofacies caóticas, donde no es posible establecer el patrón de los reflectores. En la parte oriental del alto estructural es donde la unidad U4-M alcanza su mayor espesor, llegando a registrarse 12 ms. En torno a esta zona de máximo espesor, el registro aparece truncado en una sección en “V”. También es posible identificar en esta zona, una pequeña área de morfología semicircular-irregular de ecofacies transparentes (4E), de aproximadamente 90 m de longitud, que aparece irrumpiendo el registro.

Unidad U5-M

El **Horizonte RsM** representa el límite entre las unidades U4-M y U5-M, y se muestra como un reflector de amplitud medias altas, y discontinuo hacia las partes distales del alto estructural (Fig. 4.46, LS 48). El contacto entre estas dos unidades parece ser concordante en la sección central del alto estructural, y pasa a ser discordante hacia las zonas externas del alto, llegando a descansar la unidad U5-M sobre la unidad U3-M en la parte occidental del alto estructural (Fig. 4.46, LS 48).

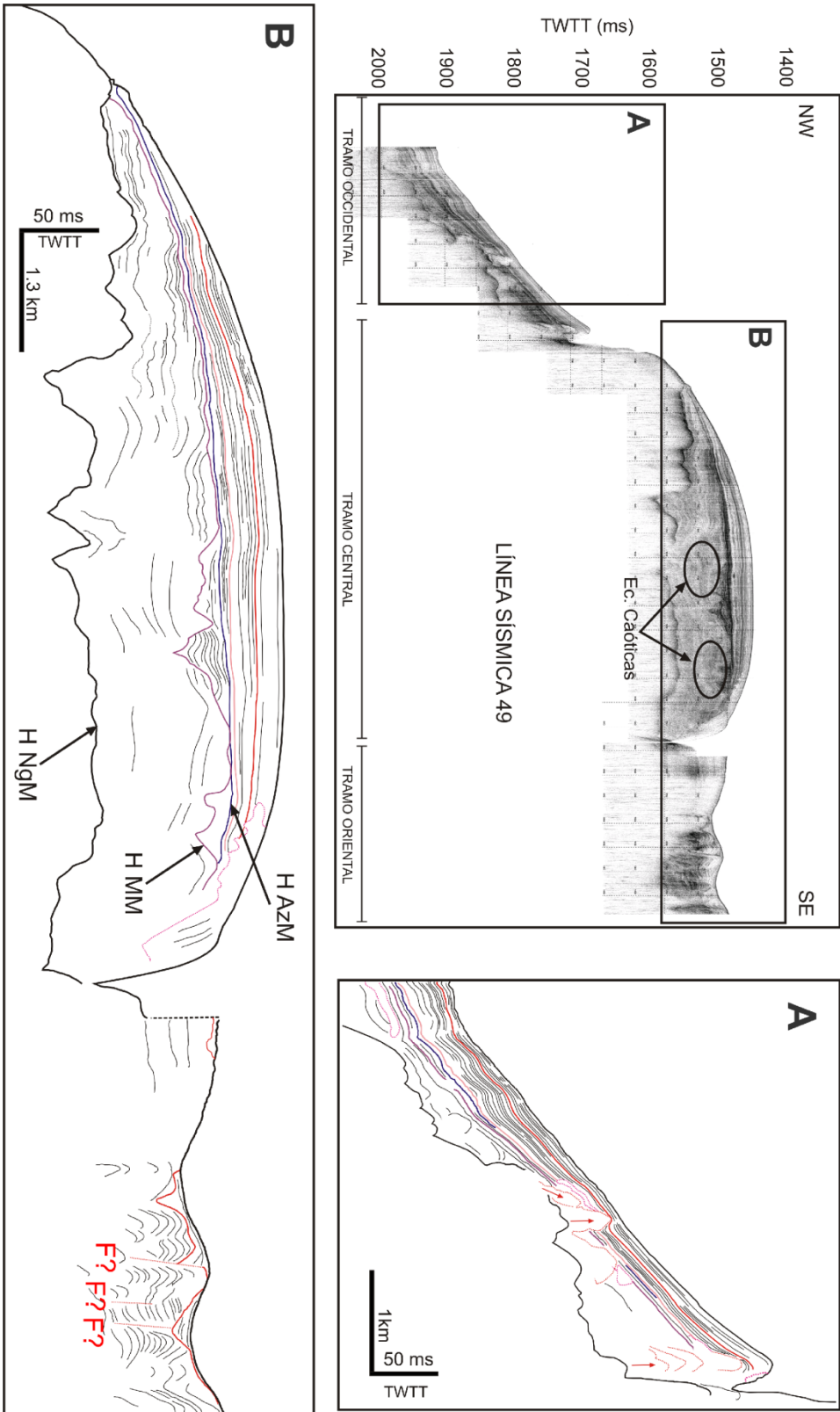


Figura 4.44. Línea sísmica LS 49, ubicada en el Sector Meridional.

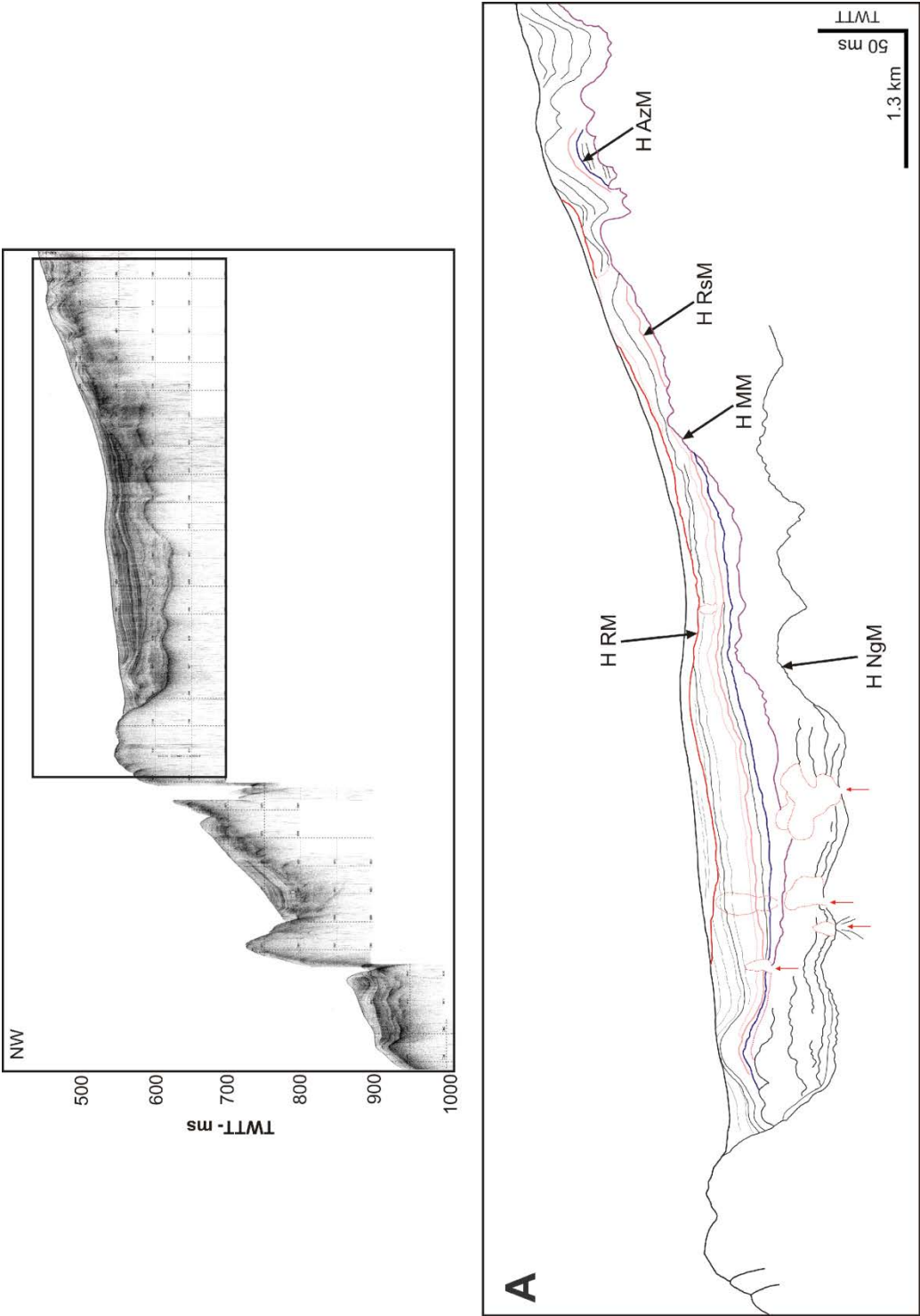


Figura 4.45. Línea sísmica LS 50, ubicada en el Sector Meridional.

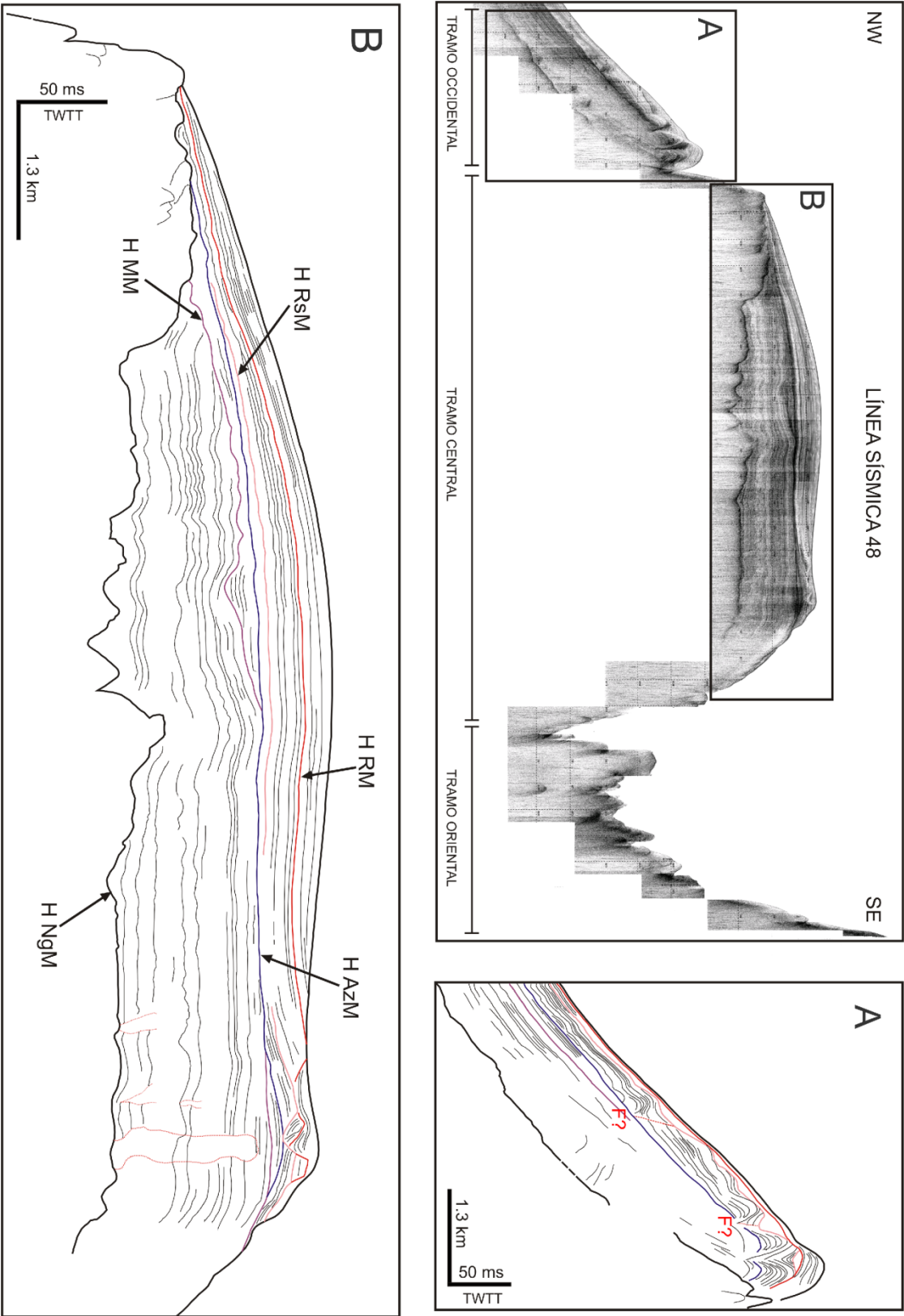


Figura 4.46. Línea sísmica LS 48, ubicada en el Sector Meridional.

La morfología de esta unidad es lenticular, con espesores que oscilan entre 20 ms y 4 ms. La unidad U5-M, está constituida principalmente por ecofacies estratificadas que lateralmente pueden pasar a semi-transparentes. En algunos puntos se encuentran ecofacies transparentes que parecen irrumpiendo el registro, lateral o verticalmente. Dentro de las ecofacies estratificadas o de tipo 2, la más común es la de tipo 2A, donde los reflectores aparecen dispuestos de forma laminar con amplitudes medias. Dentro de este tipo de ecofacies, existe un reflector que destaca por su alta amplitud y su gran continuidad en la parte central, disminuyendo hacia los extremos y pasando lateralmente a ecofacies de tipo 3A, donde la amplitud de los reflectores disminuye. Al igual que ocurre con los reflectores de la unidad U4-M, en esta zona el registro aparece truncado. Próxima a esta área, también se encuentran ecofacies transparentes con morfología tabular de límites irregulares (4A) que se extienden grandes distancias, aproximadamente 1300 m o bien en forma de parche (4E) con una longitud máxima de 350 m. Al oeste del alto estructural predominan las ecofacies estratificadas, y en menor medida ecofacies transparentes. Dentro de las ecofacies estratificadas se puede distinguir entre las de tipo laminar (2A) y las de tipo ondular (2B). El cambio lateral de ecofacies de tipo 2A a las de tipo 2B coincide con la intrusión de ecofacies transparentes con forma de pluma, que irrumpen en el registro de manera oblicua. Dentro de esta zona, el espesor de la unidad U5-M aumenta a medida que lo hace la profundidad, donde los reflectores parecen adquirir una disposición divergente. Las ecofacies de tipo 2A se caracterizan por reflectores de media a baja amplitud, de frecuencia alta y donde la continuidad de los mismos es de media a alta, mientras que las ecofacies de tipo 2B presentan reflectores con un mayor grado de amplitud, de frecuencia y de continuidad. El área que se localiza al este del alto estructural aparece muy plegada y enmascarada, por lo que no es posible identificar a qué unidad/es se corresponde.

Unidad U6-M

El límite entre las unidades U5-M y U6-M, **Horizonte RM**, se muestra como un reflector de amplitudes bajas a medias, y que se muestra puntualmente discontinuo (Fig. 4.44, sección oriental del alto estructural, LS 49). El contacto entre ésta dos unidades parece ser concordante en las LS 48 y LS 49 (Figs. 4.46 y 4.44), mientras que en la LS 50 (Fig. 4.45) se muestra discordante.

Hacia el W del alto estructural, la unidad U6-M adopta una morfología monticular que da paso en profundidad a una morfología tabular. Dentro de la unidad U6-M pueden identificarse ecofacies estratificadas que lateralmente cambian a ecofacies semi-transparentes y, en menor medida, a ecofacies transparentes. La amplitud de los reflectores de esta unidad es de media a baja, aunque de forma puntual se localizan tramos donde ésta es mayor. En el alto estructural, la unidad adquiere una morfología lenticular, donde se llegan a alcanzar 21 ms de espesor máximo. En este tramo se identifican

ecofacies estratificadas de tipo 2A y ecofacies semi-transparentes de tipo 3A. En la parte oriental del alto estructural se identifican ecofacies semi-transparentes de tipo 3D que se encuentran rellenando una zona delimitada por un reflector de geometría cóncava, además de ecofacies transparentes de tipo 4E en forma de parches de entre 70 m y 120 m de longitud que se localizan próximos al límite con la unidad V. Dentro de este alto estructural se localiza el corte transversal de un surco, donde se identifican ecofacies semi-transparentes de tipo 3A sobre el flanco occidental, que estarían progradando hacia el E y discordantes sobre las unidades U3-My U4-M. Se identifican ecofacies estratificadas, semi-transparentes y transparentes. Dentro de las ecofacies estratificadas las de tipo 2A en profundidad muestran tendencia a ondularse (2B). Estas ecofacies estratificadas muestran amplitudes medias a bajas, y cambian lateralmente hacia ecofacies semi-transparentes de tipo 3A y 3B. Localmente, esta unidad se ve ligeramente deformada por la intrusión oblicua de ecofacies transparentes de tipo 4C. Además de este tipo de ecofacies transparentes, también se pueden reconocer las de tipo 4E, en forma de parches, y las de tipo 4A, en forma tabular o de cuña. En esta zona el espesor de la unidad U6-M varía entre 19 ms que se alcanzan en la zona monticular hasta escasos milisegundos.

Capítulo V: Resultados hidrográficos

5.1 Análisis de los datos hidrográficos

Durante las campañas incluidas en el proyecto RAPSUR, se adquirieron un total de 136 CTDs repartidos a lo largo de los diferentes sectores, y localizados sobre las principales estructuras volcánicas y las grandes áreas de acumulación de sedimentos. Los trabajos de toma de muestras de los datos hidrográficos se planificaron sobre estas zonas siguiendo un sistema de radiales en aspa de estaciones hidrográficas. Para la adquisición de los datos se utilizó una batisonda CTD modelo *Sea-Bird 25*, que permitió realizar medidas de las propiedades físico-químicas de la columna de agua tales como temperatura, salinidad, fluorescencia, oxígeno, densidad y presión. La profundidad máxima de utilización de este equipo es de 6800 metros, aunque en este estudio la profundidad máxima alcanzada por el CTD fue de 3000 metros y la mínima de 200 metros.

De los 136 CTDs prospectados durante el proyecto RAPSUR, 50 se realizaron en 2008, 39 en 2009 y 47 en 2010 (Fig. 5.1). A lo largo de las campañas, el muestreo se llevó a cabo en transectos perpendiculares siguiendo una malla regular de 2' x 2', salvo en áreas muy profundas donde la distancia entre estaciones aumentó o zonas muy someras donde la distancia disminuyó.

El principal objetivo del muestreo de CTD es obtener datos que permitan establecer las principales masas de agua que existen en la zona. Esta información es vital para el desarrollo de diversas investigaciones relacionadas con el ecosistema bentónico, los ecosistemas marinos vulnerables, la distribución de especies demersales y pelágicas, y de la distribución de foraminíferos, y para los estudios de paleoclimatología. En nuestro caso, permite entender la evolución morfológica del fondo marino.

La relación existente entre el transporte sedimentario y las corrientes de fondo fue introducida por Heezen y Johnson en 1963. Pero no fue hasta 1971, cuando Heezen y Hollister introducen el término *drift*, no como proceso, sino como depósito formado por la acción de las corrientes de fondo, que finalmente daría lugar al término "contornita". El desarrollo y la evolución de estos términos y los conceptos a los que hacen referencia puede seguirse de forma resumida pero completa en Martin Chivelet *et al.*, 2010.

El objetivo de este capítulo es identificar las principales masas de aguas que fluyen por el segmento central de la Dorsal de Walvis y la respuesta morfo-estratigráfica en este segmento de la dorsal.

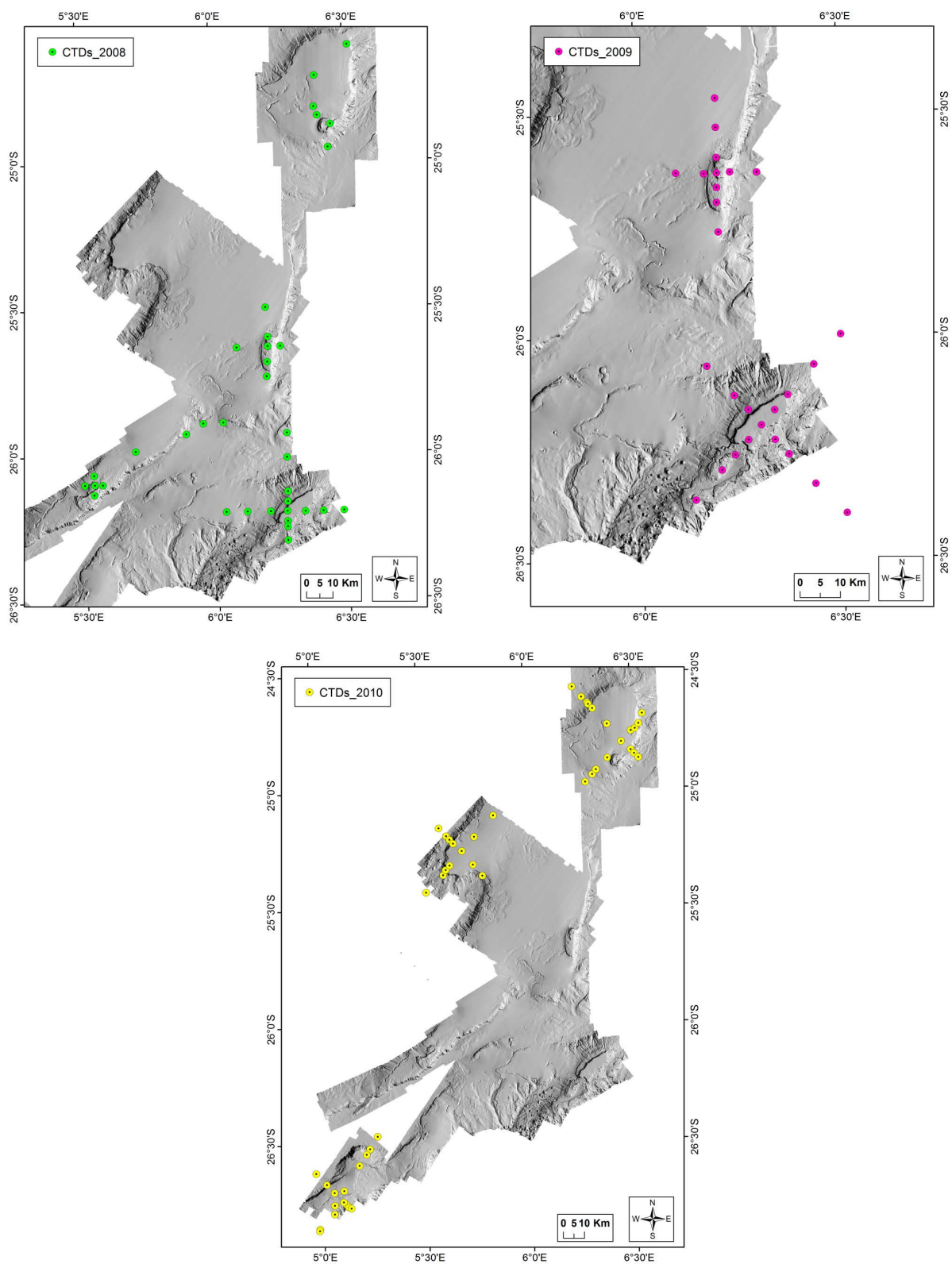


Figura 5.1. Ubicación de los muestreos de CTDs a lo largo del Segmento central de la Dorsal de Walvis. En color verde se representan los CTDs realizados en 2008, en color rosa los muestreados en 2009 y en amarillo los prospectados en 2010.

Una vez procesados los datos como se detalla en el capítulo II, se generan las distintas gráficas que permiten el análisis de los datos. Éstas gráficas son: 1) Profundidad vs. Temperatura (P/T), 2) Profundidad vs. Salinidad (P/S), 3) Profundidad vs. Oxígeno (P/O) y 4) Profundidad vs. Fluorescencia (P/F). Para poder estudiar la tendencia general, además de generar estas gráficas para cada CTD, se realizaron gráficas con el conjunto de los CTDs muestreados en 2008, 2009 y 2010 (Fig. 5.2).

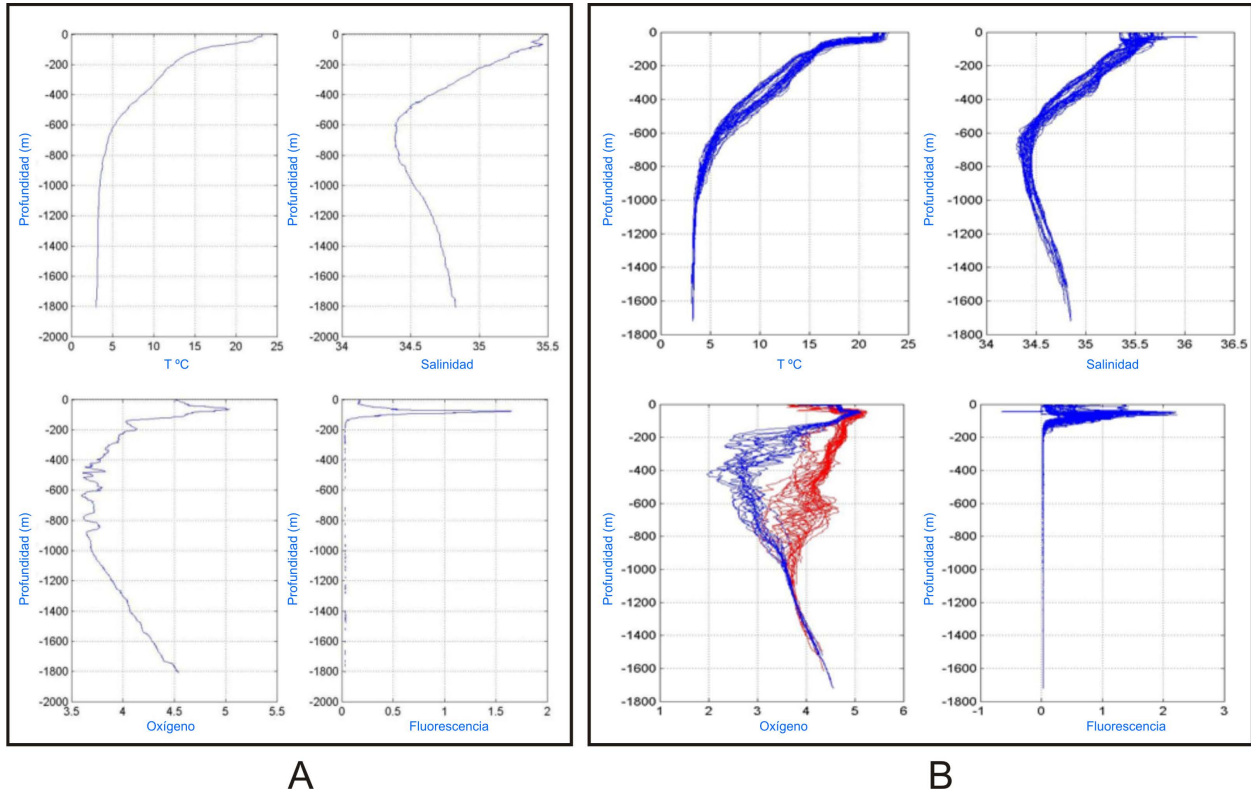


Figura 5.2. Representación gráfica de la Profundidad vs. Temperatura, Profundidad vs. Salinidad, Profundidad vs. Oxígeno y Profundidad vs. Fluorescencia, para cada CTD (A) y de todos los CTDs obtenidos durante las diferentes campañas (B).

Del análisis de los gráficos de la Figura 5.2 se deduce que las tendencias son las mismas para los diferentes años, por lo que se procede a describir los gráficos donde se incluyen los datos de 2008, 2009 y 2010.

Las gráficas de la profundidad vs. temperatura potencial, salinidad y fluorescencia (Fig. 5.2) muestran valores muy homogéneos, mientras que en la gráfica profundidad vs. oxígeno se observan valores muy dispersos con tendencias más heterogéneas.

La gráfica de **profundidad vs. temperatura potencial** (Fig. 5.2) muestra como en los primeros 50 metros, donde se localizan las aguas de mezcla, la temperatura alcanza valores máximos entre 21.5 °C y 23 °C. A partir de este punto y hasta los 100 m de profundidad, la temperatura desciende bruscamente llegando

a alcanzar 16 °C. Desde 100 m hasta 600 m, la temperatura desciende de forma más paulatina hasta alcanzar los 4.5 °C. En el tramo más profundo, la temperatura disminuye lentamente hasta los 1000 m de profundidad, punto a partir del cual la temperatura se mantiene constante en torno a 3 °C hasta los 1700 m. Desde los 1700 m y hasta los 3000 m la temperatura desciende de forma lenta hasta alcanzar 2 °C.

En la gráfica de **profundidad vs. salinidad** (Fig. 5.2) se observa como en los primeros 40 m la salinidad se mantiene constante entre 35.4 psu y 35.8 psu. Entre 40 m y 700 m de profundidad, el descenso de la salinidad se produce de manera constante, hasta alcanzar el valor mínimo de 34.3 psu. Desde los 700 m y hasta alcanzar los 1850 m, los valores de salinidad presentan una tendencia positiva donde se produce una lenta recuperación llegando a 34.8 psu. En el tramo final, entre los 1850 m y los 3000 m, los valores de salinidad permanecen constantes en torno a 34.8 psu.

En la representación de la **concentración de oxígeno disuelto** (Fig. 5.2) se puede observar como en los primeros 30-40 m aparecen valores relativamente bajos, entre 3.5-4.8 ml/l, debido posiblemente a una alta producción primaria de materia orgánica. Entre los 40 m y los 70 m, se produce un fuerte aumento de oxígeno disuelto, llegando a alcanzarse el valor máximo de 5.25 ml/l. Desde los 70 m y hasta los 120 m el oxígeno sufre un fuerte descenso, situando los valores en niveles próximos a los alcanzados en superficie, 4.6-4.8 ml/l. Desde los 120 m y hasta los 480 m, se inicia un nuevo descenso en el contenido de oxígeno, pero en este intervalo se observa un desdoblamiento de la tendencia descendente en función de la cantidad de oxígeno, y que muestra valores mínimos de 3.6 ml/l y máximos de 4.85 ml/l (Fig. 5.2B). En la gráfica quedan registradas dos curvas paralelas; una tendencia más homogénea que se caracteriza por valores de oxígenos más elevados, y una curva más heterogénea que muestra una tendencia más baja de la cantidad de oxígeno disuelto. Estas dos tendencias confluyen a profundidades próximas a 480 m. Entre esta profundidad y los 1000 m se registran valores de oxígeno disuelto muy homogéneos, alcanzando el valor mínimo de 2.9 ml/l a una profundidad de 740 m. A partir de los 1000 m y hasta alcanzar los 2250 m, la tendencia se hace homogénea observándose una recuperación de la cantidad de oxígeno que alcanza valores de 5.0 ml/l. A partir de este punto, la cantidad de oxígeno permanece constante hasta los 3000 m.

Los valores de **fluorencencia** (Fig. 5.2) muestran algunos *spikes* (errores) en la zona de las aguas de mezcla (< 50 m). Estos errores son muy frecuentes en estos primeros metros de la columna de agua, ya que la fluorescencia es un parámetro altamente influenciado por factores externos, llegando a afectar en su registro incluso la sombra del propio barco. En esta gráfica, se observa como desde la zona de mezcla y hasta los 100 m de profundidad, la fluorescencia aumenta rápidamente de 0.05 hasta alcanzar el valor máximo de 1.45. A partir de los 100 m los valores de fluorescencia descienden bruscamente

hasta alcanzar valores próximos a los registrados en la zona de superficie, 0.05. Desde los 180 m y hasta los 1600 m los valores de fluorescencia se mantienen constantes en torno a 0.03.

Finalmente, se obtuvieron los diagramas de temperatura potencial vs. salinidad, denominados T/S, para cada zona prospectada y año (Fig. 5.3). Del análisis de los diagramas se observa que todos ellos presentan la misma tendencia, salvo en la zona más superficial, agua de mezcla, donde los datos muestran mayor dispersión y tendencias más heterogéneas.

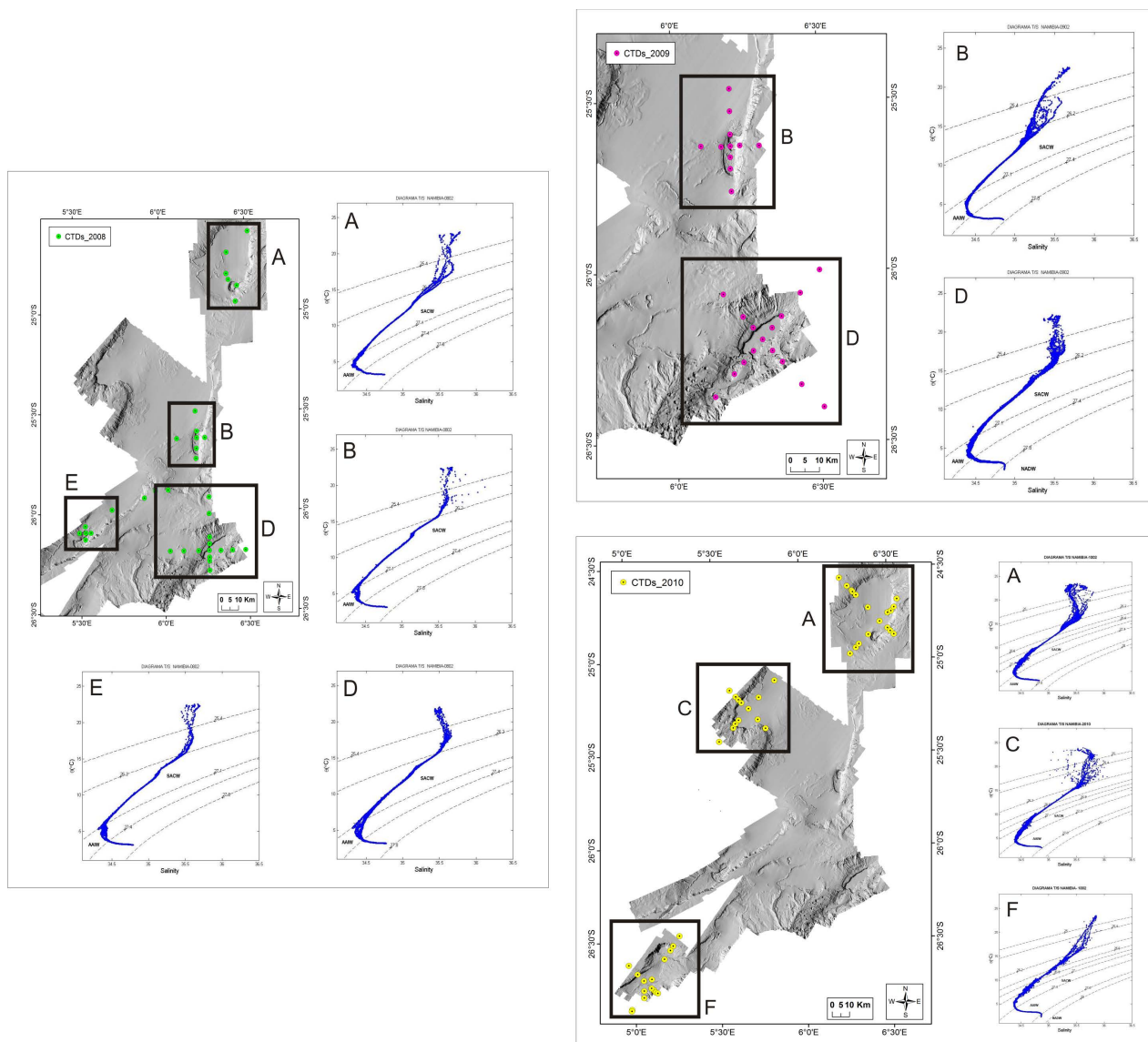


Figura 5.3. Representación de todos los diagramas T/S por zona y año.

A partir del estudio y comparación de las gráficas anteriormente descritas, se han identificado distintas masas de agua (Fig. 5.4): Aguas Sub-Superficiales (**AS**), *South Atlantic Central Water* (**SACW**), *Antarctic Intermediate Water* (**AAIW**) y *North Atlantic Deep Water* (**NADW**).

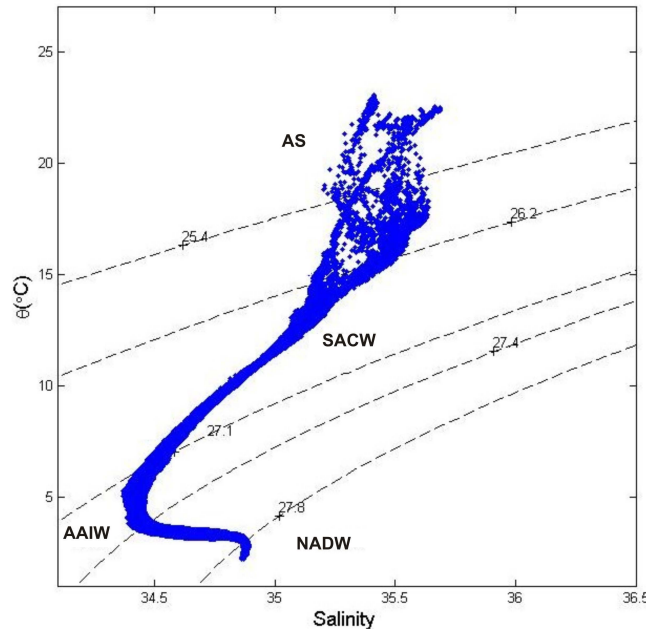


Figura 5.4. Representación en un diagrama T/S de las principales masas de agua en la zona del Banco de Valdivia.

Del conjunto de los datos se observa como en los primeros 100-150 m de la columna de agua y a densidades inferiores a 26.2 kg m^{-3} , se identifican las **aguas sub-superficiales**, donde los valores de salinidad y temperatura muestran una gran dispersión. Esta dispersión se debe a la gran influencia que ejercen los procesos de evaporación-precipitación que se ven afectados, sobre todo, por fenómenos estacionales.

Inmediatamente bajo las aguas sub-superficiales, los valores de salinidad y temperatura adquieren, con la presión, un comportamiento lineal. Esta tendencia se registra en torno a un intervalo de densidad de $26.2 - 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ y a profundidades que oscilan entre los 150-600 m, se identifica con la *South Atlantic Central Water*, **SACW**.

Bajo la SACW, aparece otra masa de agua caracterizada por presentar valores mínimos de salinidad y temperatura, la llamada *Antarctic Intermediate Water*, **AAIW**. Esta masa se presenta en un intervalo de densidades que oscila entre 27.1 kg m^{-3} y 27.6 kg m^{-3} , pudiendo llegar a alcanzar los 27.8 kg m^{-3} . El rango de profundidad en el que queda definida esta masa de agua está entre los 600 m y hasta los 1200 m, pudiendo llegar a extenderse de manera puntual hasta los 1600 m.

La masa de agua más profunda identificada en la zona de estudio es la *North Atlantic Deep Water*, **NADW**. Esta masa de agua se localiza a partir de densidades superiores a 27.6 kg m^{-3} y profundidades a partir de 1200 m-1600 m.

A lo largo del Segmento Central de la Dorsal de Walvis se han realizado diferentes perfiles de densidad (Fig. 5.5), donde se identifican las masas de agua anteriormente descritas.

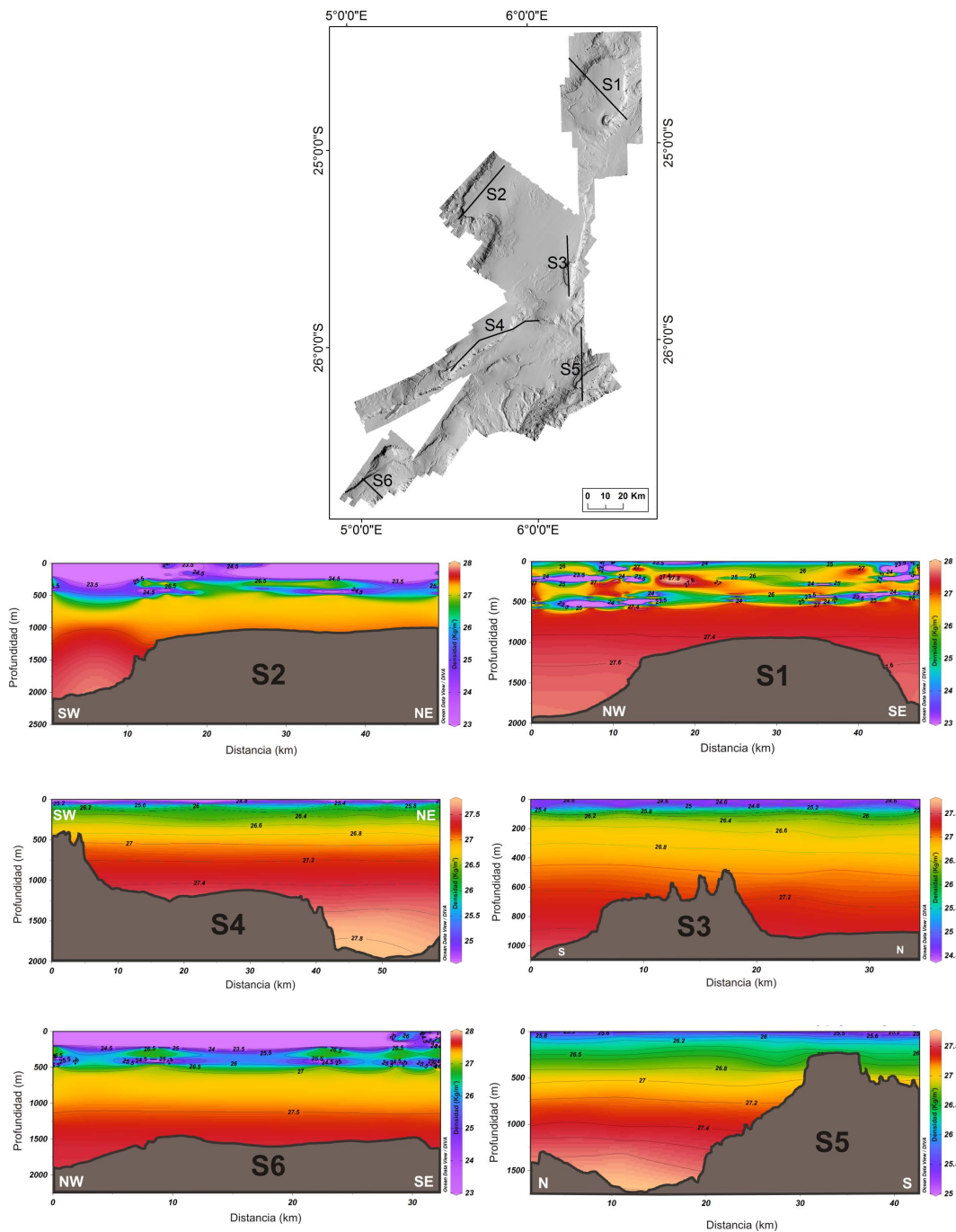


Figura 5.5. Localización de los perfiles de densidad a lo largo del Banco de Valdivia (Segmento central de la Dorsal de Walvis) y representación de los diferentes perfiles.

En los perfiles de densidad, se observa como en algunas áreas las masas de agua aparecen muy bien estratificadas, mientras que en otras áreas se producen procesos de mezcla entre las Aguas Superficiales (AS) y la masa de agua *South Atlantic Central Water* (SACW).

En el perfil S1 localizado en el Sector Septentrional de la dorsal (Figs. 5.5 y 5.6), se observa como en los primeros 600 m de la columna de agua las masas de agua aparecen muy mezcladas, identificándose la AS y SACW, y en menor medida pequeños núcleos de AAIW y NADW. A partir de los 600 m se reconoce una masa de agua bien estratificada, la AAIW, que llega hasta los 1250 m. A partir de esta profundidad, se localiza la NADW que se observa a ambos lados del alto estructural.

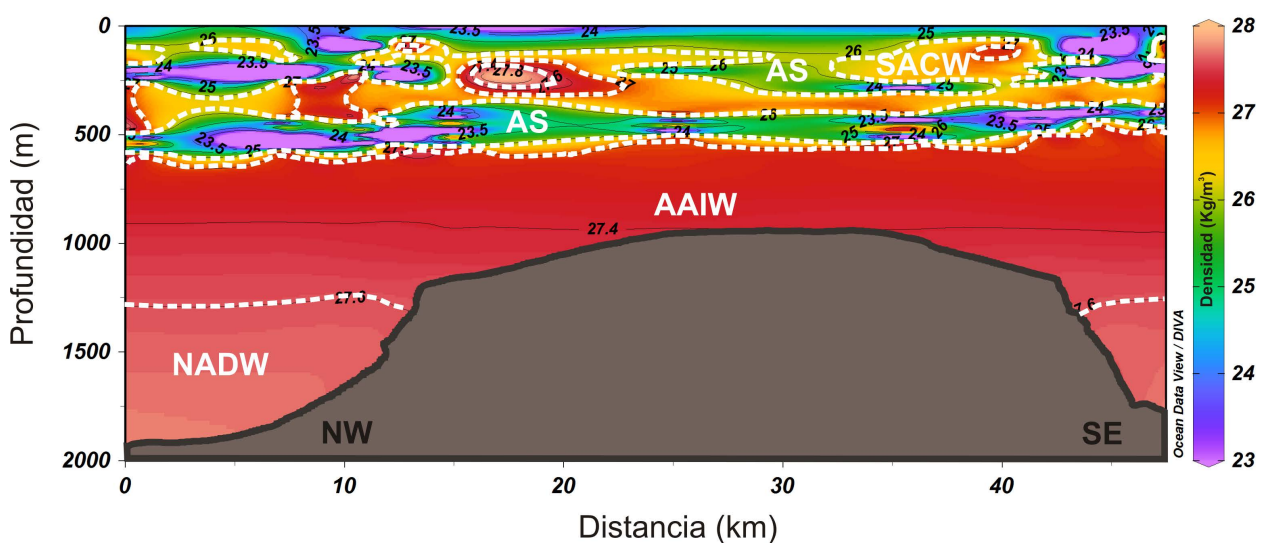


Figura 5.6. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad para el Sector Septentrional de la dorsal.

En el perfil S2 ubicado en la zona oeste del Sector Central (Figs. 5.5 y 5.7), se produce una profundización de las AS alcanza los 500 m. El espesor de la SACW se reduce, y en algunos puntos la AS al profundizar, se interdigita con la de SACW, extendiéndose desde 250 m a 650 m. Bajo la SACW, se identifica una masa de agua bien estratificada que llega hasta los 1300 m, la AAIW. A partir de los 1300 m aparece la NADW, que presenta una morfología de tipo upwelling en esta capa profunda.

Como se observa en el perfil S3 localizado en la zona del Monte Submarino de Valdivia Centro (Figs. 5.5 y 5.8), las masas de agua se disponen de forma bien estratificada. Las AS se extienden hasta los 100 m, encontrándose el límite con la SACW en la profundidad más somera de toda la zona estudiada. A continuación se identifica la SACW que alcanza los 550 m, y que fluye sobre la parte más somera del monte submarino. Desde esta profundidad y hasta los 1500 m se encuentra la AAIW, que es la principal

masa de agua que afecta al monte submarino. A partir de los 1500 m se identifica la NADW, que fluye a lo largo del escarpe de dirección S-N que se localiza en el flanco E del monte submarino.

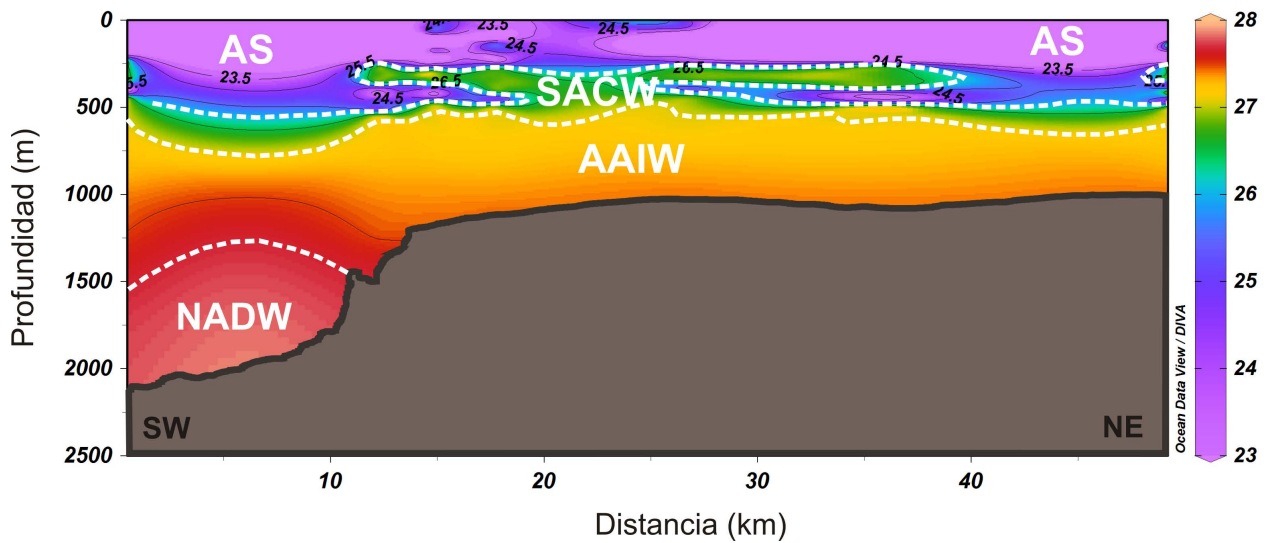


Figura 5.7. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad para zona oeste del Sector Central.

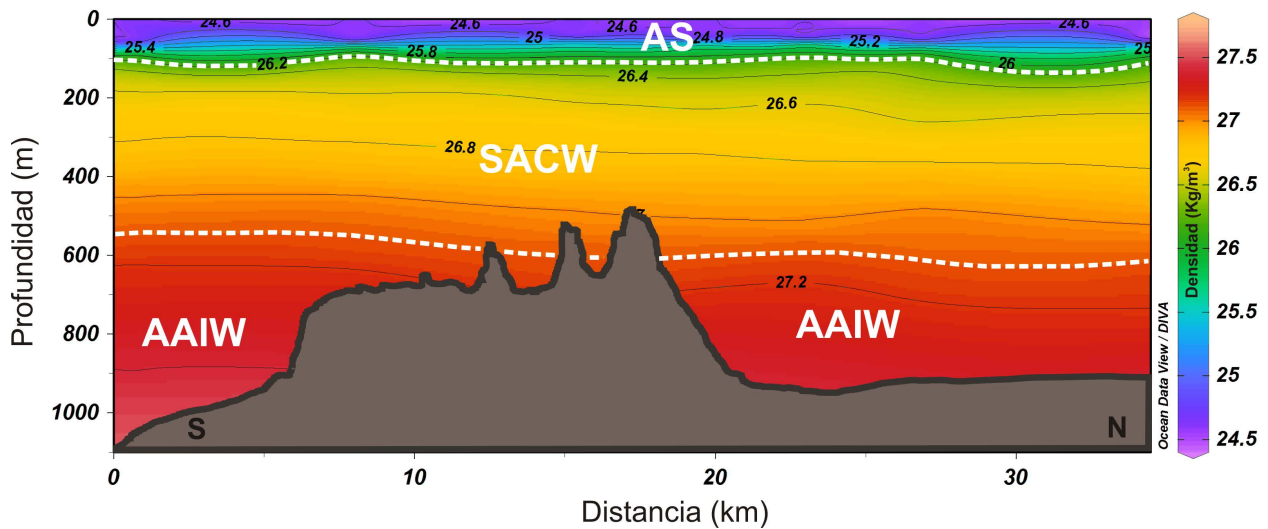


Figura 5.8. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad para la zona del Monte submarino de Valdivia Centro.

El perfil S4 está ubicado en el Sector Meridional-Zona Oeste (Figs. 5.5 y 5.9) y en él se observa una buena estratificación de las masas de agua. Las AS alcanzan una profundidad aproximada de 150m, bajo las cuales se localiza la SACW que se distribuye hasta los 650 m, llegando a fluir sobre la parte más somera del Monte Submarino de Valdivia Oeste. Entre los 650 m y los 1300 m se distribuye la AAIW, abarcando

gran parte de la Zona Oeste del Sector meridional. A profundidades superiores a 1300 m se encuentra la masa de agua NADW, que se distribuye por las zonas más profundas de esta Zona Oeste.

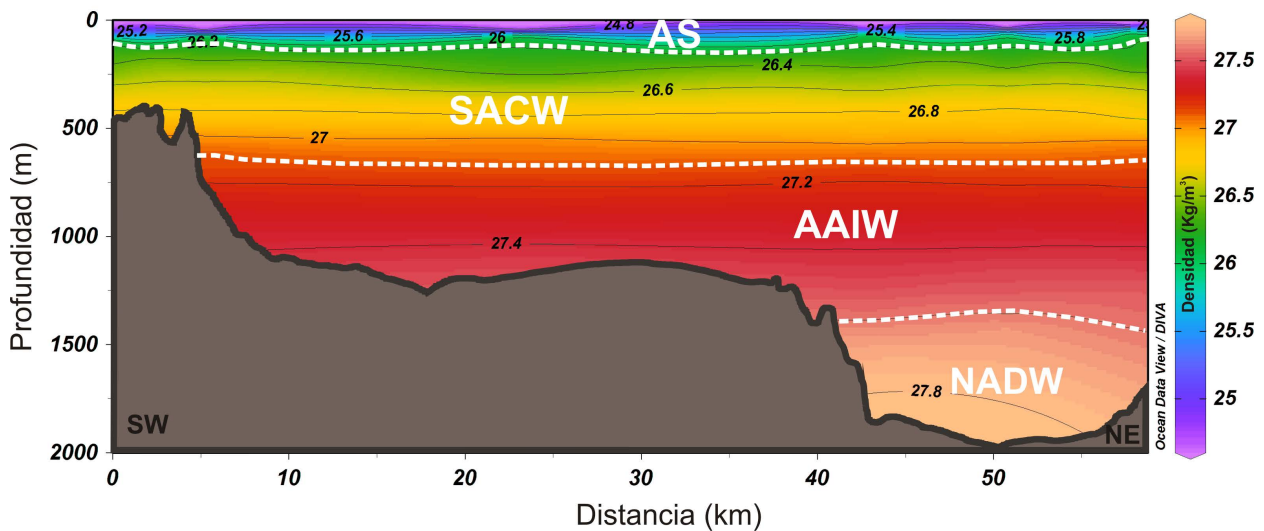


Figura 5.9. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad dentro del Sector Meridional-Zona Oeste.

El perfil S5 se localiza en el Sector Meridional-Zona Este, sobre el complejo del Monte Submarino de Valdivia Este y alrededores (Figs. 5.5 y 5.10). En esta zona, la influencia de las AS llega hasta los 150 m, quedándose muy próximas a la cima del monte submarino. Bajo éstas, aparece la masa de agua SACW, en la cual se observa como los contornos de densidad cambian en las proximidades del monte submarino. Esta masa de agua se extiende hasta los 650 m, hasta el límite entre el monte submarino y lo que serían las laderas de éste. Entre los 650 m y los 1150-1200 m se ubica la AAIW, punto a partir del cual se identifica la NADW.

En el perfil S6 que se ubica en el Sector Meridional-Zona Sur (Figs. 6 y 12) se observa, en los primeros 450 m, una mala estratificación de las masas de agua AS y SACW. En esta zona de mezcla la AS profundiza bajo la SACW, llegando a generar núcleos aislados o semi-aislados de SACW que se localizan entre la AS. De esta manera, la SACW se extienden desde 200 m hasta los 750 m. Bajo la SACW, se identifica una masa de agua bien estratificada que llega hasta los 1600 m, la AAIW. A partir de los 1600 m aparece la NADW.

Al comparar las distintas secciones, se aprecia como los montes submarinos suponen un obstáculo al paso de las corrientes marinas, de tal manera que la corriente incidente en el monte es dispersada a ambos lados del obstáculo y a lo largo de toda la columna de agua. Este fenómeno, que se puede observar incluso en superficie, aunque el monte submarino no alcance las capas superficiales, se conoce

como Columna de Taylor (ver Capítulo 1). En el centro del monte submarino se produce por tanto, una zona de “calma”, es decir, de ausencia de corrientes, que propicia la concentración de producción primaria de materia orgánica y el enriquecimiento de las aguas superficiales. En ausencia de monte submarino las aguas oceánicas serían inicialmente oligotróficas. Estas zonas, se convierten por tanto, en pequeños “oasis” de vida respecto a zonas circundantes, que tienen una biomasa y diversidad mucho más bajas.

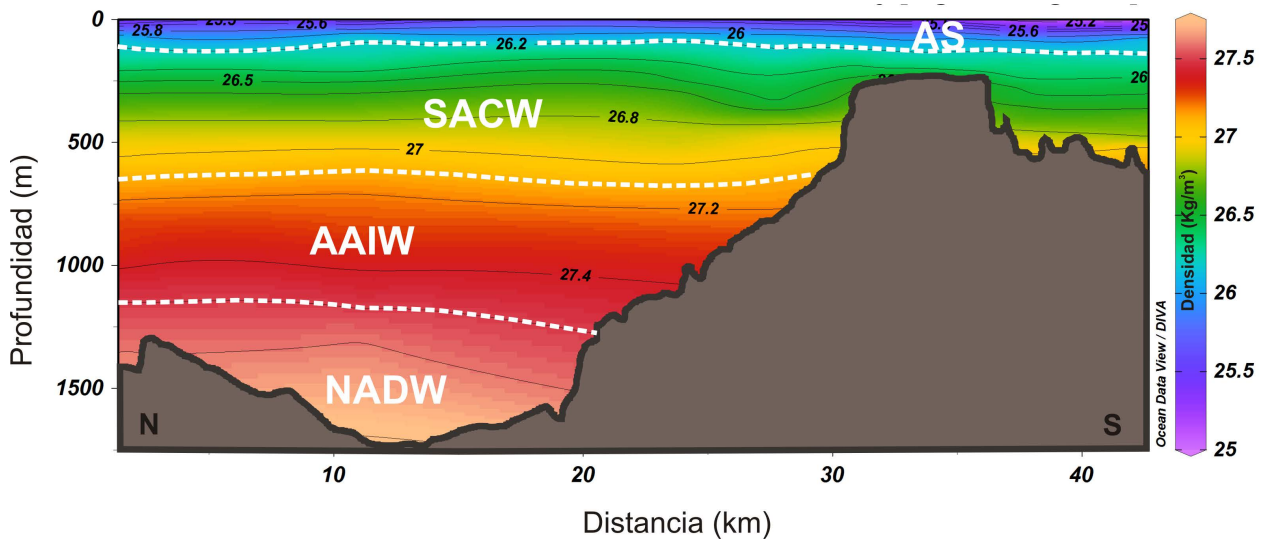


Figura 5.10. Representación de las diferentes masas de agua que se identifican dentro del Sector Meridional-Zona Este en función de los valores de densidad.

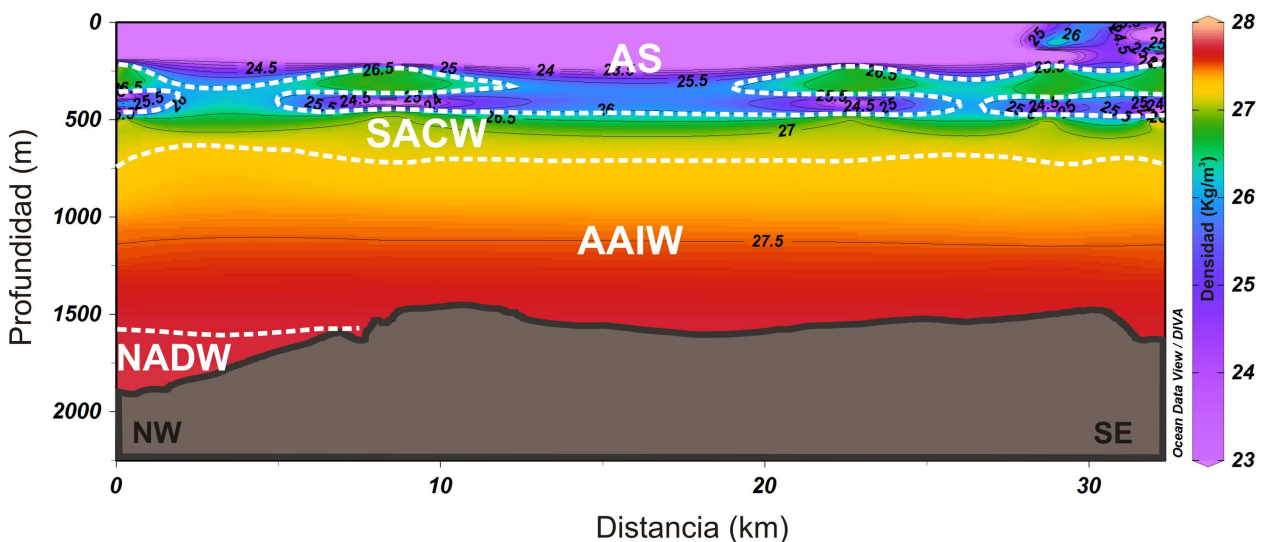


Figura 5.11. Representación de las diferentes masas de agua en función de la densidad para la zona del Monte submarino de Valdivia Centro.

Alrededor de los altos estructurales y de los montes submarinos, se pueden localizar en ocasiones, flujos verticales que originan afloramientos de aguas profundas más densas y ricas en nutrientes (afloramiento de *upwelling*), enriqueciendo aún más la zona fótica. Estos desplazamientos verticales son ocasionados por remolinos mesoescalares de tipo ciclónico que aparecen asociadas a estas estructuras, que en el hemisferio Sur giran en el sentido horario. Observando la morfología de las isopícnas es posible deducir la existencia de remolinos ciclónicos alrededor de las montañas (Fig. 5.6).

Capítulo VI: Discusión y conclusiones

En la primera parte de este capítulo, se expone la discusión sobre los resultados obtenidos en los capítulos 3, 4 y 5 del estudio del Segmento Central de la Dorsal de Walvis. A lo largo de la discusión se espera cumplir todos los objetivos propuestos en el capítulo 1.

En la segunda parte, se procede a concluir los puntos más relevantes de esta tesis doctoral.

6.1 Génesis de los principales rasgos morfo-sedimentarios y morfo-estructurales

6.1.1 Sistema Depositional Contornítico del segmento central de la Dorsal de Walvis

El objetivo de este apartado es determinar la relación e interacción existente entre las corrientes marinas y el modelado del fondo marino, así como de los diferentes procesos que derivan de esta interacción y de los diferentes rasgos morfológicos que generan. Dado que se dispone de la cartografía del todo el área, pero no de perfiles sísmicos en todas las zonas, se inferirán los posibles tipos de *drifts*, en aquellas áreas donde no exista sísmica, en función de la morfología y disposición que presenten. Sería necesario realizar nuevas prospecciones sísmicas para poder comprobar los tipos de *drifts* identificados únicamente con el modelo digital del terreno.

Es importante reconocer los factores que controlan el crecimiento de un sistema contornítico. Llave *et al.*, (2015) concluyó, que además de la velocidad que presenten las corrientes, es importante tener en cuenta la configuración general y local de la zona donde se desarrolla el sistema contornítico, el aporte sedimentario, la identificación de picnoclinas, la historia glacio-eustática acontecida y el clima.

En primer lugar, a nivel regional la Dorsal de Walvis supone una barrera para el intercambio de aguas profundas, como la *Antartic Bottom Water* (AABW), que no es capaz de propagarse de forma extendida desde la Cuenca de Cape a la Cuenca de Angola, sino de manera efímera a lo largo de canales o incisiones como son *Walvis Passage* en el 37°S (Connary and Ewing, 1974), *Namib Col* en el 22°S (Arhan *et al.*, 2003), *Walvis Kom* en el 32°S (Shannon y Chapman, 1991) y en la localización del Leg 208 (28°S) (Arhan *et al.*, 2003; Bartels *et al.*, 2008). Sin embargo las aguas superficiales, *South Atlantic Central Water* (SACW) y las aguas intermedias, *Antartic Intermediate Water* (AAIW) fluyen hacia el norte a través de la dorsal. Bajo éstas, la masa de agua profunda *North Atlantic Deep Water* (NADW) fluye hacia el sur. A nivel local, el segmento central de la dorsal se caracteriza por una topografía muy irregular y abrupta, donde su origen volcánico ha dado lugar a multitud de obstáculos como montes submarinos y conos volcánicos aislados o dispuestos en campos. La interacción de las masas de agua con estos obstáculos generan multitud de vórtices, filamentos, flujos helicoidales, turbulencias locales asociadas con *eddies*, ondas internas, upwelling y *downwelling* de flujos como los descritos por Llave *et al.*, (2015) en otras áreas y que dan lugar a un complejo sistema contorníticos lleno de rasgos deposicionales y erosivos como los

reconocidos por Hernández-Molina *et al.*, (2015) a lo largo del margen continental de la Península Ibérica.

Dada la aislada ubicación de la dorsal respecto al margen continental namibio, la principal fuente de aporte de sedimentos es de origen pelágico con tasas de sedimentación moderadas, entre 6- 15 m/ma (Bartels, 2008).

Otro de los factores importantes que se dan en esta zona, es la interacción de las dos masas de agua principales que intervienen en el modelado de la dorsal, la AAIW y NADW. Estas masas de agua de diferentes densidades se encuentran separadas por una interfase, la piconocline, donde pueden desarrollarse flujos baroclínicos como ondas internas (Rebesco *et al.*, 2014). Debido a que la dorsal se localiza en un área de avance de grandes *eddies* anticiclónicos procedentes de la corriente de Retroflexión de Agulhas, hay que tener en cuenta las perturbaciones que generan, pudiendo aumentar la velocidad de la masa de agua en contacto con el fondo (Rebesco *et al.*, 2014). Tanto las ondas internas como los *eddies* son capaces de desplazar la piconocline de forma local y temporal (Piola y Matano, 2001, Arhan *et al.*, 2003), además de proporcionar corrientes de gran energía (Reid *et al.*, 1977) capaces de modelar el fondo marino (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Preu *et al.*, 2013) mediante procesos de erosión y resuspensión de sedimentos (Shanmugam, 2013a). Asociado al proceso de formación de *eddies*, se postula la génesis de tormentas profundas (Chivelet *et al.*, 2010), que pueden llegar a incrementar la velocidad de las masas de agua entre 2 y 5 veces, alcanzando más de 20 cm s^{-1} , favoreciendo procesos de aventamiento (*winowing*) y retrabajamiento (*reworking*).

Por último, hay que considerar los cambios glacioeustáticos, que dejan tras de sí inestabilidad en la piconocline y discordancias en el registro sísmico. Durante las glaciaciones se produce un descenso del nivel del mar, y se ha evidenciado en otros sistemas contorníticos un aumento en la velocidad de la corriente y profundización de las masas de agua (Llave *et al.*, 2015).

En el Capítulo V se identificaron como principales masas de agua en el segmento central de la dorsal las Aguas Sub-Superficiales (**AS**), la *South Atlantic Central Water* (**SACW**), la Antarctic Intermediate Water (**AAIW**) y la *North Atlantic Deep Water* (**NADW**). De los perfiles de densidad se deduce que las masas de agua más relevantes en el modelado de la dorsal son la *Antarctic Intermediate Water* (**AAIW**) y la *North Atlantic Intermediate Water* (**NADW**) (Fig. 6.1).

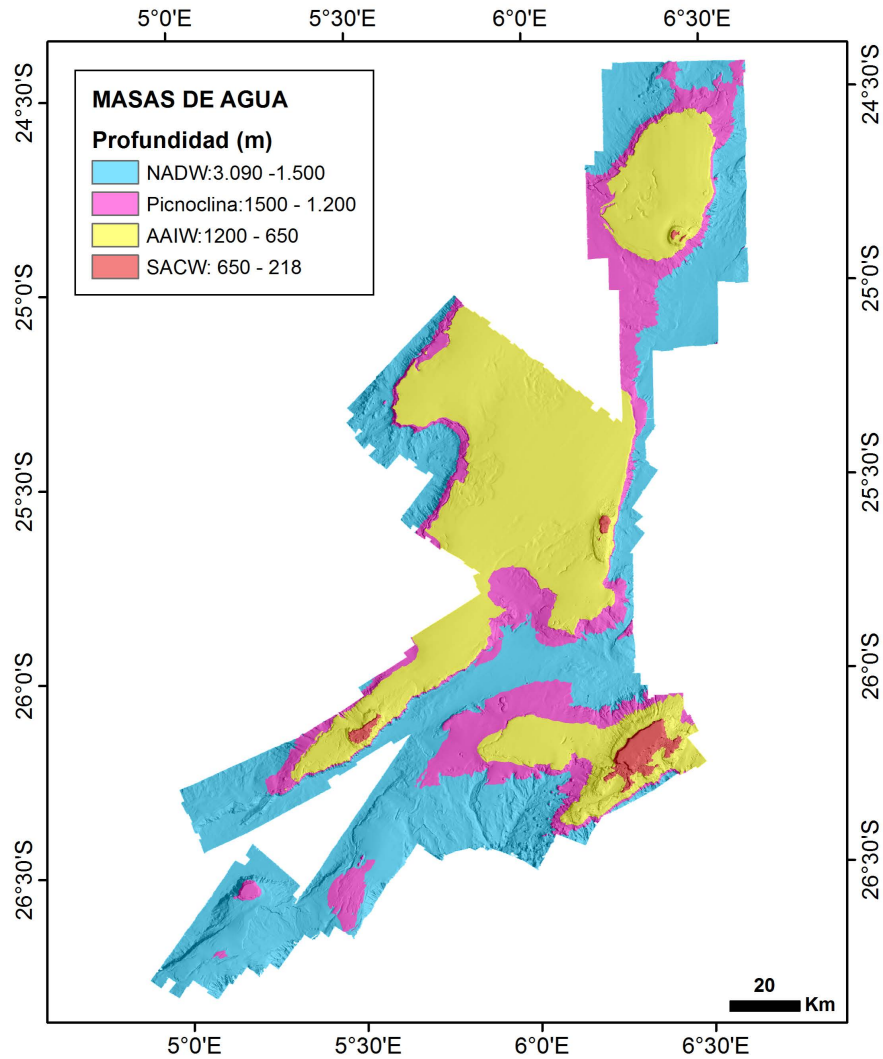


Figura 6.1. Distribución e interacción de las diferentes masas de agua con el Banco de Valdivia.

La interacción de estas masas de agua con la compleja fisiografía de la dorsal, dan lugar a la formación de contornitas. En este trabajo adoptaremos el término “contornita” como aquellos sedimentos depositados o significativamente retrabajados por corrientes de fondo (Rebesco y Camerlenghi, 2008; Ercilla *et al.*, 2016), incluyendo corrientes de wind-driven, termohalinas, geostóficas y de contorno (Rebesco *et al.*, 2008, 2014). En la zona de estudio se han identificado diferentes rasgos contorníticos asociados, dando lugar a lo que llamaremos “Sistema Depositional Contornítico del Banco de Valdivia, SDC-BV). Dentro de este sistema se han podido identificar tanto rasgos deposicionales (Fig. 6.2), denominados drifts contorníticos (Chivelet *et al.*, 2010), como rasgos erosivos (Fig. 6.3). Para la clasificación de los drifts contorníticos se ha empleado la clasificación de Rebesco (2005), basada en las clasificaciones previas de McCave y Tucholke (1986), Faugères *et al.*, (1999), Rebesco y Stow (2001) y

Stow *et al.*, 2002. Para la clasificación de los rasgos erosivos se ha utilizado la clasificación de Hernández-Molina *et al.*, (2008).

En general, este sistema deposicional se caracteriza por grandes drifts contorníticos monticulares y elongados, cuyo crecimiento lateral está limitado por los altos estructurales sobre los que se han sedimentado y que constituyen la dorsal. Dada la abrupta e irregular fisiografía que presenta la dorsal, la generación de vórtices por la interacción de las diferentes masas de agua con los posibles obstáculos propios de un área de origen volcánico, como montes submarino y conos volcánicos entre otros, dan lugar a un sistema contornítico complejo. Por ello, múltiples rasgos deposicionales y erosivos no se ajuntan de forma exacta a las clasificaciones establecidas hasta el momento.

6.1.1.1 Drifts contorníticos

A lo largo de la zona de estudio se han reconocido *drifts* monticulares y elongados, *drifts* laminares y adosados, *drifts* asociados a canales, *drifts* asociados a un obstáculo y *drifts* controlados por fallas y/o basamento (Fig. 6.2).

Los ***drifts monticulares y elongados*** son los que predominan y caracterizan la zona de estudio. Pueden diferenciarse dos tipos en base a sus dimensiones y arquitectura: **a)** *drifts* elongados ligeramente monticulares que acumulan espesores de sedimento de entre 125 y 200 ms, y longitudes entre 20 km y 47 km (Fig. 6.2A), y **b)** *drifts* elongados monticulares de pequeñas dimensiones con alturas de 60 m como máximo, que se encuentran asociados a un surco (Fig. 6.2B).

Los *drifts* de grandes de dimensiones se desarrollan ocupando extensas áreas en la cima de la dorsal y su crecimiento lateral está limitado por los escarpes que constituyen el contorno de los altos estructurales. Este tipo de *drifts* podrían identificarse como *drifts* laminares según la clasificación de Rebesco (2005), pero por su morfología más monticular y elongada se han clasificado como elongados monticulares. En la arquitectura interna de este tipo de *drifts* se observa como en las zonas externas los reflectores convergen dando lugar a morfologías “*pinch-out*”, indicando una diferencia en la velocidad el flujo, siendo menor en el techo del *drift*, y mayor en las zonas externas, donde se producen procesos de erosión (Gruetzner *et al.*, 2016).

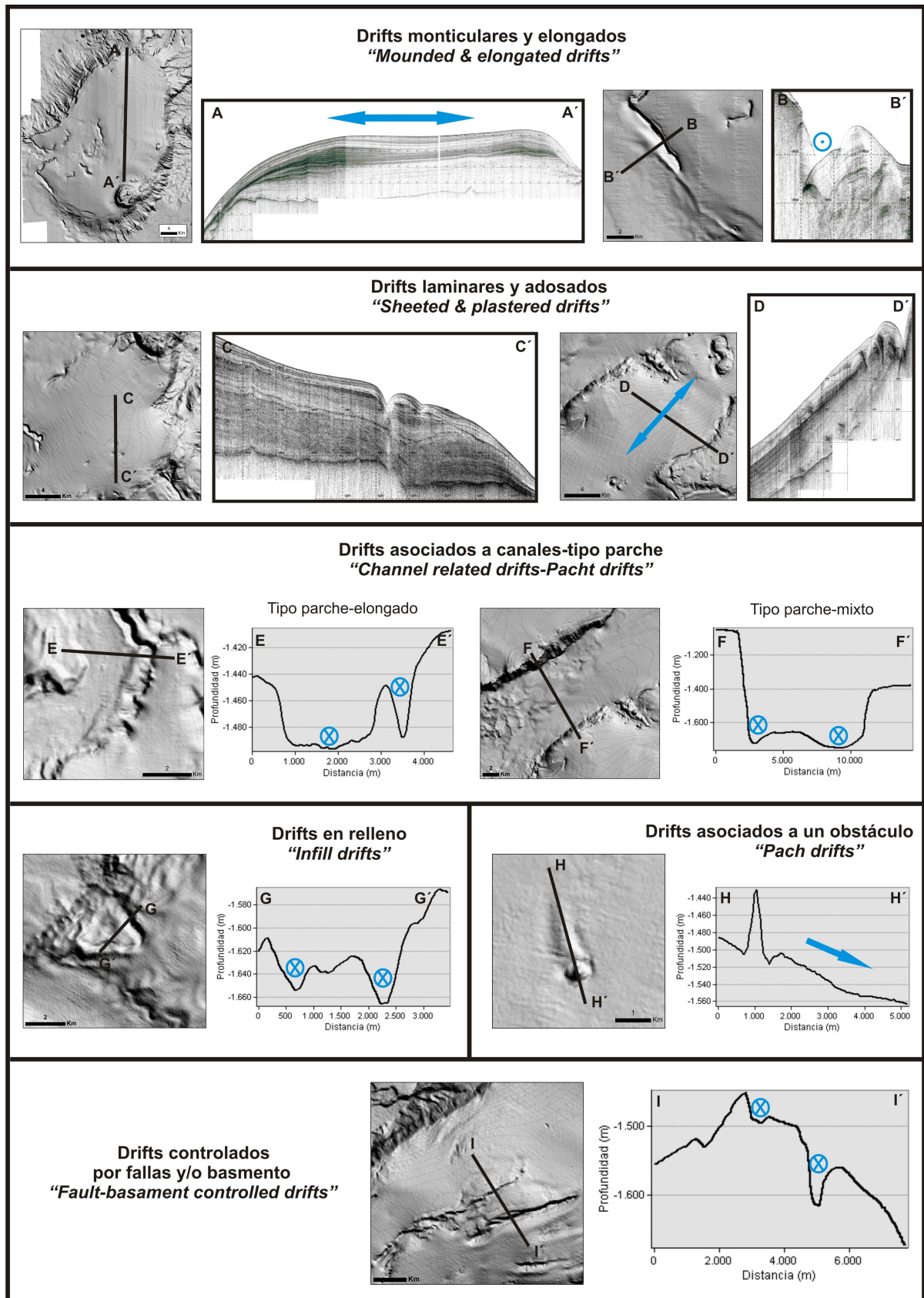


Figura 6.2. Tipología de drifts contorníticos identificados en el Sistema Deposicional Contornítico del Banco de Valdivia. Las flechas indican el sentido de la corriente, los círculos con cruz indican flujos hacia fuera y los círculos con punto flujos hacia dentro.

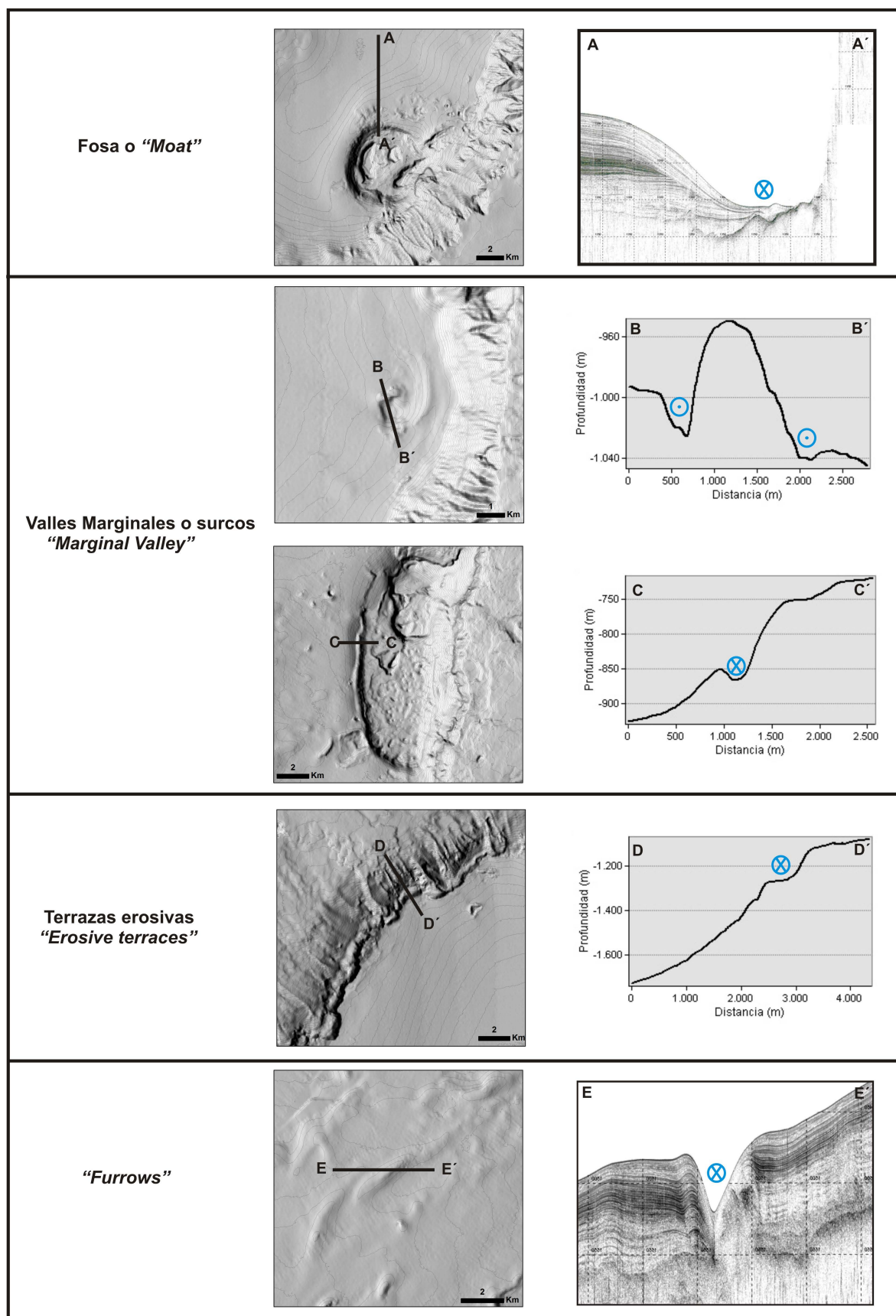


Figura 6.3. Tipología de los principales rasgos erosivos identificados en el Sistema Depositional Contornítico del Banco de Valdivia. Los círculos con cruz indican flujos hacia fuera y los círculos con punto flujos hacia dentro.

En su clasificación Rebesco (2005) establece un tipo de *drifts* monticulares, los denominados separados o desconectados. Este tipo de *drifts* parecen desarrollarse aisladamente, y se distinguen por un eje de elongación principal paralelo a los escarpes que delimitan el alto y una cresta se desarrolla también en disposición paralela al eje de la corriente.

A esta categoría corresponderían los drifts de pequeñas dimensiones identificados en la Dorsal de Walvis. Serían pues drifts monticulares separados, caracterizados por su morfología monticular o de cresta y por encontrarse desconectados mediante un surco o *moat* (Fig. 6.3). Este tipo de *drifts* se localizan principalmente en el límite del alto estructural y el talud, y su desarrollo se debe a flujos helicoidales de media a alta velocidad que discurren paralelos al talud. Parte de las morfologías de tipo cresta identificadas en el capítulo III se corresponden con este tipo de *drifts*.

Este tipo de *drifts* se generaron dentro de la zona de actuación de la masa de agua *Antartic Intermediate Water* (AAIW), aunque algunos *drifts* monticulares separados se localizan en posibles áreas de mezcla de las masas de agua *Antartic Intermediate Water* y *North Atlantic Deep Water* (NADW). En general, los *drifts* de grandes dimensiones sitúan su techo en torno a profundidades de 880 m y 1040 m. Los grandes *drifts* del Sector central aparecen dispuestos de forma paralela, lo que conduce a pensar que han sido generados bajo un régimen de masas de agua multinúcleo.

Los ***drifts laminares*** son el segundo tipo de *drifts* más frecuente del Banco de Valdivia y se desarrollan principalmente en área con pendiente suaves o moderada. El más representativo de esta categoría es el denominado ***drift laminar adosado*** (*plastered drifts*). Los *drifts* adosados se forman bajo la influencia de un flujo tabular que discurren paralelos a las líneas de contorno. Se han identificado *drifts* laminares en la parte meridional del Sector Central (Fig. 6.2C) y en la Zona-Este del Sector Meridional (Fig. 6.2D). En el sector Central estos *drifts* se encuentran bajo la influencia de la masa de agua AAIW, mientras que en la Zona-Este del Sector Meridional estos se encuentran bajo la zona de influencia de la picnoclina de la AAIW y NADW. En la Zona-Oeste del Sector Meridional es posible inferir morfologías similares a los *drifts* adosados, generados bajo la influencia de la AAIW y la NADW. En este tipo de *drifts* es posible distinguir el desarrollo de ondas de sedimento (Fig. 6.4). En la figura 6.4A se identifican ondas de sedimento apenas cubiertas por sedimentos más recientes, mientras que en la figura 6.4B se muestra un ejemplo de identificación de estas ondas en un perfil sísmico donde aparecen ya totalmente cubiertas de sedimentos. Esta es la situación más habitual, ya que, en general, sólo es posible identificar estas ondas en los perfiles sísmicos al encontrarse totalmente cubiertas por depósitos.

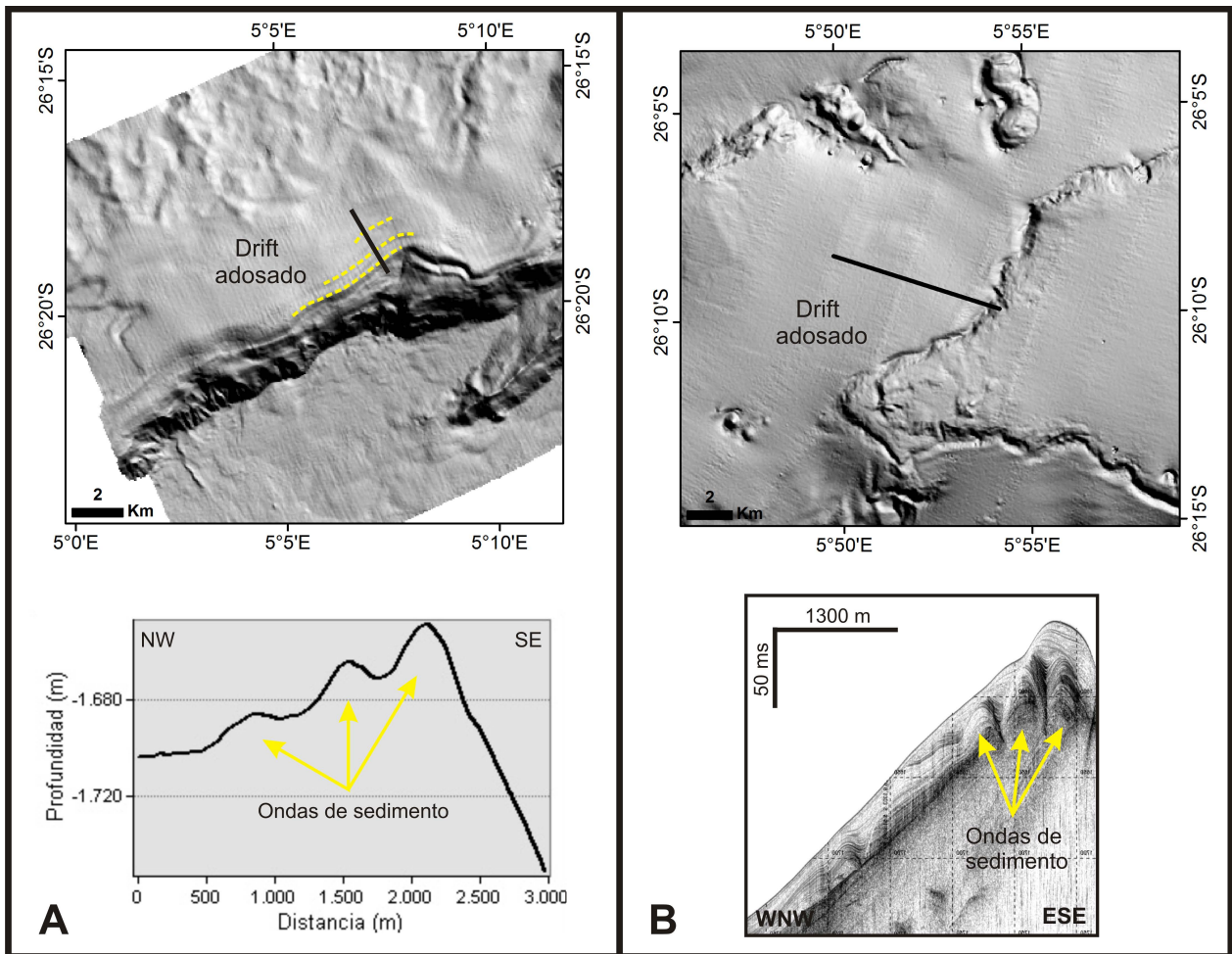


Figura 6.4. *Drifts* adosados donde se han desarrollado ondas de sedimento.

Se han identificado ***drifts de tipo parche asociados a canales***, donde los depósitos contorníticos se disponen en forma de montículos axiales adosados a las laderas de los canales (Fig. 6.2E y F). Los depósitos más voluminosos de este tipo de *drifts* se localizan a lo largo del gran canal que discurre hacia el SW dentro del Sector Meridional (Fig. 6.5).

Los depósitos axiales de tipo monticular, pueden estar separados de las laderas de los canales por surcos que discurren paralelos a ellos (Figs. 6.2E, 6.2F y 6.5). En el Sector Septentrional se identifica un *drift* adosado de morfología elongada que discurre paralelo al margen o ladera del canal. Este *drift* presenta una longitud de 4.5 km, una anchura de 1 km y una altura de 40 m, dimensiones muy inferiores a las que presentan los *drifts* adosados al canal del Sector Meridional, que alcanzan unas dimensiones máximas de longitud de 15 km, anchura de 5 km y altura de 110 m. Algunos tipos de *drift* asociados a canales podrían ser el resultado de la interacción de corrientes longitudinales con procesos de “*downslope*” desarrollados en las laderas o escarpes que delimitan dichos canales, y eventos de retrabajamiento o “*reworking*” y

resuspensión (Chivelet *et al.*, 2010). Este tipo de depósitos se desarrollan sobre los 1400 m y los 1700 m de profundidad, áreas sometidas a la zona de mezcla de las masas AAIW y NADW, o a la acción única de la masa NADW en los casos de los depósitos más profundos.

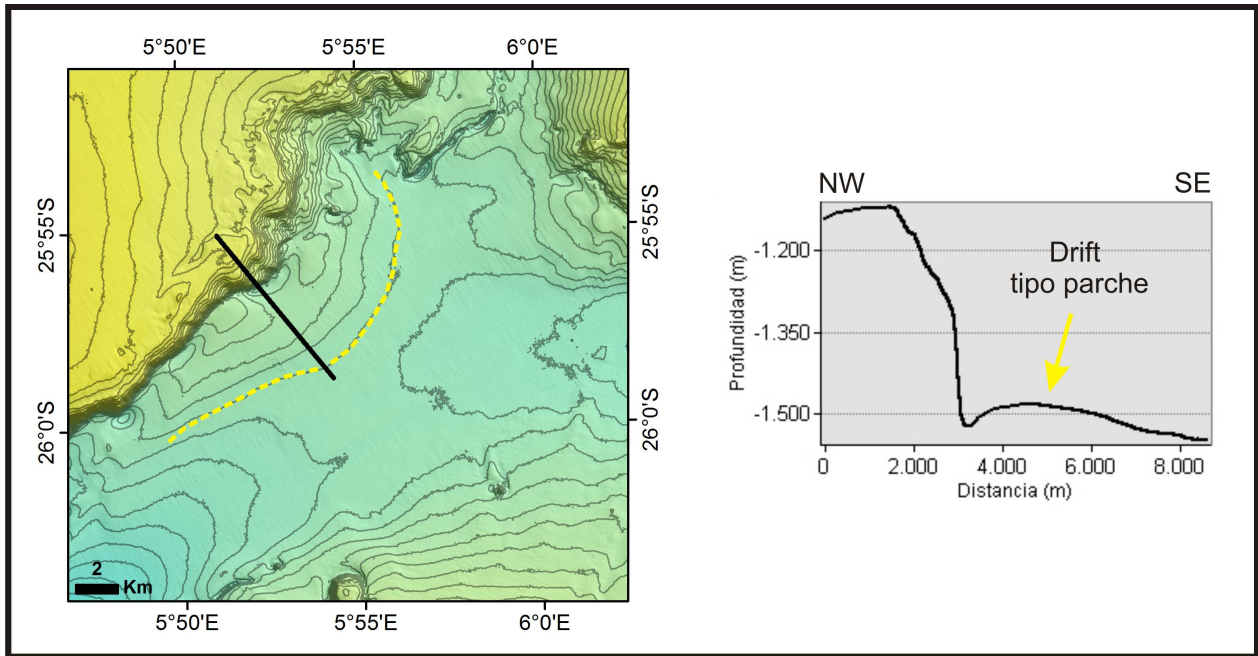


Figura 6.5. *Drift* de tipo parche que se ha desarrollado adosado a las laderas del gran cañón del sector Meridional.

Los **drifts de relleno** se localizan de forma preferente en la base de fuertes escarpes y cabeceras de deslizamiento que se ubican, en general, en el límite superior del talud. Este tipo de *drifts* presentan morfologías diversas, desde arquitecturas similares a los *drifts* elongados monticulares (Fig. 6.6) hasta formas monticulares irregulares (Fig. 6.2G). En la parte oeste del Sector Central se observa como los *drifts* de relleno monticulares se desarrollan posiblemente sobre antiguos niveles de terraza. Estos *drifts* se localizan bajo la influencia de la picnoclina entre las masas de agua AAIW y NADW. Los *drifts* de relleno ocupan pequeñas extensiones en comparación con otros *drifts* anteriormente descritos, con espesores que oscilan entre 40 m y 60 ms.

Debido al origen volcánico de la dorsal se localizan multitud de estructuras relacionadas con la actividad ígnea, tales como conos volcánicos y otros altos, que suponen un obstáculo para el avance de las masas de agua, generando pequeños vórtices y filamentos en sus inmediaciones. Debido a la interacción del obstáculo con las masas de agua se originan pequeños depósitos contorníticos llamados “*patch drifts*” o **drifts de tipo parche** (Fig. 6.2H). Este tipo de depósitos son buenos indicadores de la dirección de avance

de las corrientes de fondo, dado que se desarrollan detrás del obstáculo (Hernández-Molina *et al.*, 2006). La morfología de estos *drifts* es elongada monticular y se extienden sobre pequeñas áreas.

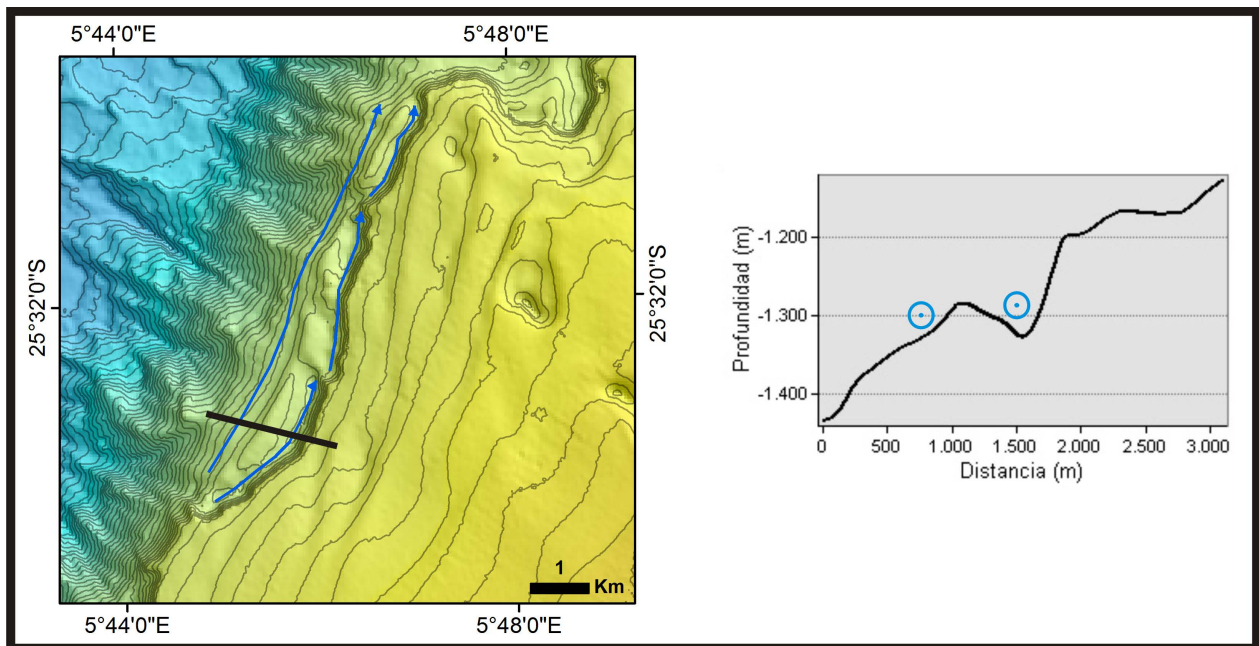


Figura 6.6. *Drift* de tipo parche que se ha desarrollado adosado a las laderas del gran cañón del sector Meridional.

Otro tipo de *drifts* que se infieren de los datos de batimetría son los **controlados por fallas y/o el basamento**. Este parece ser el caso de pequeños *drifts* que se desarrollan en la Zona-Sur del Sector Meridional. Esta zona se caracteriza por presentar lineamientos y escarpes que discurren NE-SW y N-S principalmente, donde parecen haberse desarrollado *drifts* elongados monticulares a lo largo de dichos lineamientos (Fig. 6.2I). En esta parte de la dorsal, el límite entre la masa de agua AAIW y NADW se sitúa en torno a los 1600 m, siendo la zona donde la picnoclina es más profunda. Este tipo de *drifts* se desarrolla sobre los 1600 m, lo que significa que estarían desarrollándose por encima de la profundidad de actuación de la AAIW, aunque posiblemente influenciadas por la cercanía de la picnoclina.

6.1.1.2 Rasgos erosivos

Los rasgos erosivos de mayor entidad en la zona de estudio son los canales contorníticos o “*moat*” (Fig. 6.3A). Se localizan en los sectores Septentrional y Central, alcanzando anchuras máximas de entre 3.5 km y 4.5 km (Fig. 6.7). La arquitectura de ambos *moats* es muy similar, un obstáculo limitado al E-SE por un talud de elevada pendiente y el canal contornítico en el lado nororiental seguido por un *drift* de tipo monticular y/o elongado.

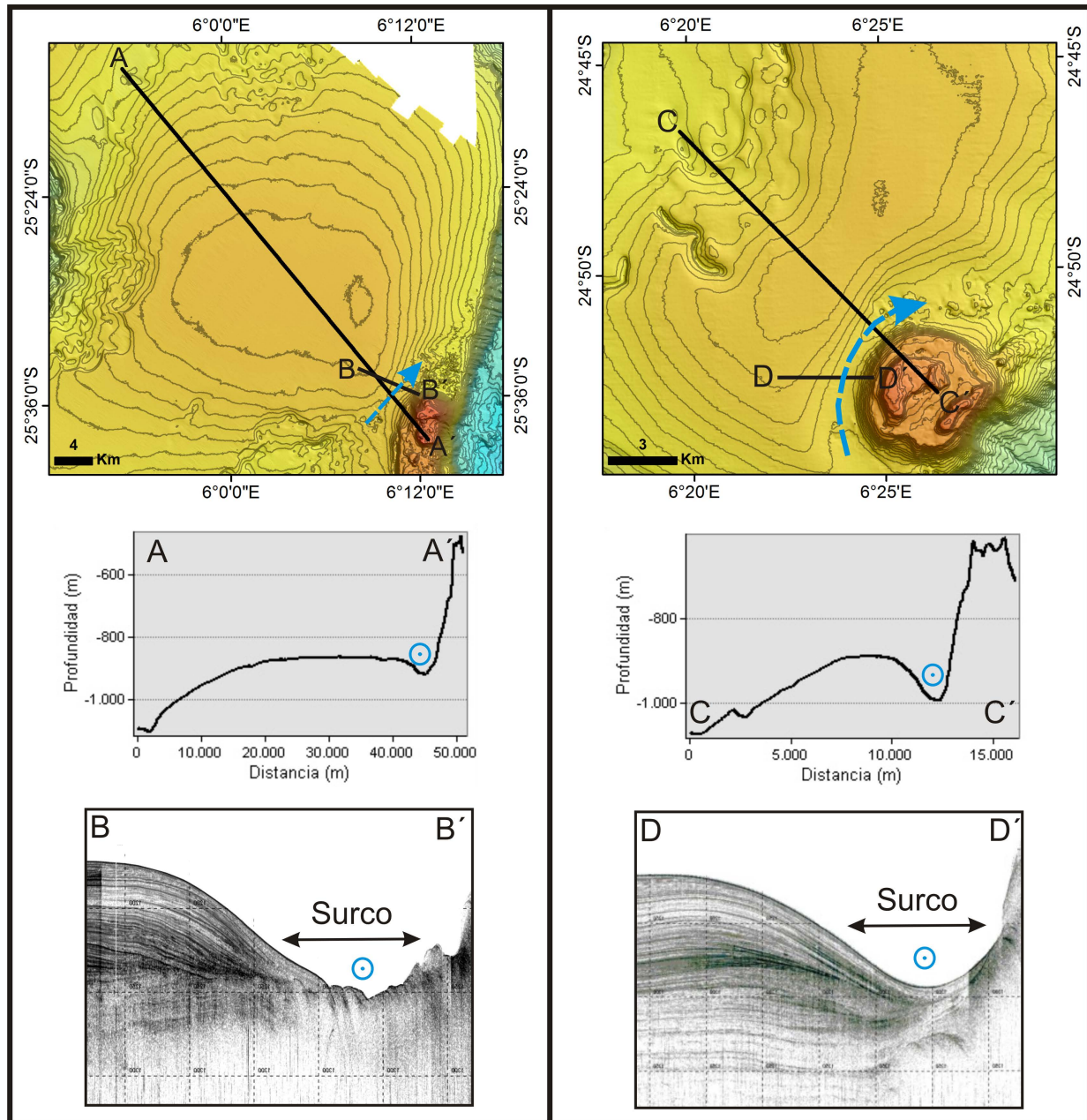


Figura 6.7. *Moats* identificados en el sector Central (izquierda) y en el Sector Septentrional (derecha).

Los rasgos erosivos más representados en la zona de estudio son los **valles marginales o surcos**, que se generan por la interacción de las masas de agua con obstáculos, ya sean lineales o no, tales como montes submarinos o conos volcánicos (Figs. 6.3B y 6.3C). Estos surcos se son depresiones alargadas que se disponen paralelas al obstáculo. Este tipo de surcos se corresponde principalmente con las depresiones de tipo 3, 4 y 5 descritas en el apartado III.

Se han localizado estrechas **terrazas** erosivas (Fig. 6.3D) que se sitúan en la parte superior del límite del talud, principalmente en los sectores Septentrional y Central. Estas terrazas se han desarrollado bajo la

influencia de la zona de mezcla de la masa de agua AAIW y la NADW, y han sido posiblemente generadas por flujos helicoidales.

Los “*furrows*” son otro de los rasgos erosivos que se identifican en la zona de estudio y se corresponden con surcos aislados que se disponen de forma paralela u oblicua a la corriente (Fig. 6.3E). Estos, estarían representados en gran medida por los surcos de tipo 1 identificados en el capítulo III.

Se considera que los rasgos erosivos ligados a depósitos de *drifts* de tipo elongado y/o monticular, han sido generados por una circulación secundaria, derivada de la interacción de los núcleos bien formados de las masas de agua con los obstáculos que integran la dorsal, dando lugar a flujos helicoidales.

6.1.2 Sistema turbidíticos

Dentro del Banco de Valdivia se identifican rasgos morfosedimentarios de sistemas turbidíticos, tales como cañones, canales y gullies. Los cañones y canales son los rasgos turbidíticos de mayor entidad y se desarrollan en profundidades superiores a los 1000 m. Si se observa el mapa de la figura 6.1, se ve como las cabeceras de estos sistemas se inician bajo la influencia del área de la picnoclina y están fuertemente influenciados por la masa de agua NADW. Los gullies representan sistemas de menor entidad y una distribución más restringida, donde el transporte de sedimento es de menor recorrido que para cañones y canales. En general, los gullies se desarrollan a partir de los 1000 m, aunque en el Complejo Volcánico de Valdivia Este pueden encontrarse a partir de los 800 m.

Es posible que el sistema turbidítico del Banco de Valdivia se iniciara en el límite Mioceno/Plioceno con su máximo apogeo a lo largo del cuaternario. El comienzo de este sistema coincidiría con un brusco descenso del nivel del mar, intensificación de la masa de agua intermedia y un pronunciado proceso de erosión (Emery y Uchupi, 1984).

6.1.3 Escarpes

La arquitectura del Banco del Valdivia queda marcada por la presencia de grandes escarpes que delimitan las zonas someras y por lineamientos de menor entidad, que se distribuyen con direcciones N-S, NE-SW, NNE-SSW y NW-SE (Fig. 6.8), siendo las más recurrentes 10°, 25° y 44°. En el Sector Meridional observamos dos bloques elevados que discurren de forma paralela, dejando entre ambas un sector hundido (Fig. 6.8, perfil A-A'). Esta configuración, dentro de un margen pasivo como este, se corresponde con una estructura de tipo graben.

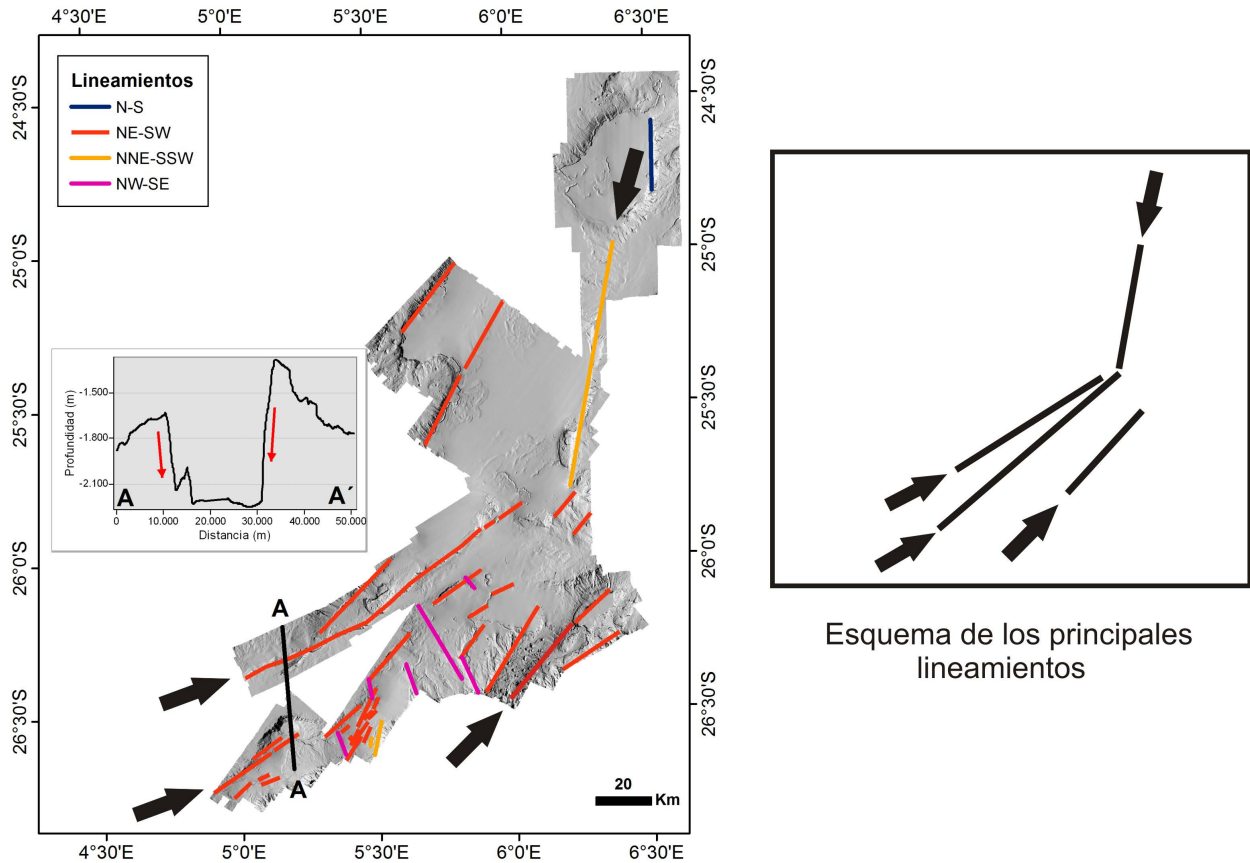


Figura 6.8. Distribución de los principales lineamientos a lo largo del Sector Central de la dorsal de Walvis. En el perfil A-A' se identifica una estructura de tipo graben. En la figura de la derecha se muestra un esquema con los lineamientos de mayor entidad que definen la morfología de la dorsal.

El mayor número de lineamientos se localizan en el Sector Meridional, y más concretamente en la Zona Sur, siendo posiblemente el área del Banco de Valdivia con actividad tectónica más reciente.

6.1.4 Deslizamientos

Los deslizamientos en el Banco de Valdivia podrían deberse a diversos procesos como: a) inestabilidad generada por altos gradientes de la pendiente heredados de una actividad tectónica pasada, b) la reactivación de fallas o sistemas de fallas de diversa entidad, c) cambios glacio-eustáticos, d) ondas internas generadas en la zona de la picnoclina, y e) la presencia de gas somero.

Los deslizamientos que se producen en torno a los principales lineamientos que definen la arquitectura del Banco de Valdivia (Fig. 6.8) y a los pies de estos escarpes, concentran gran parte de los depósitos de este tipo. Los procesos de inestabilidad de las laderas que se suceden a lo largo de estos lineamientos son muy similares a los que se pueden observar en tierra (Fig. 6.9).

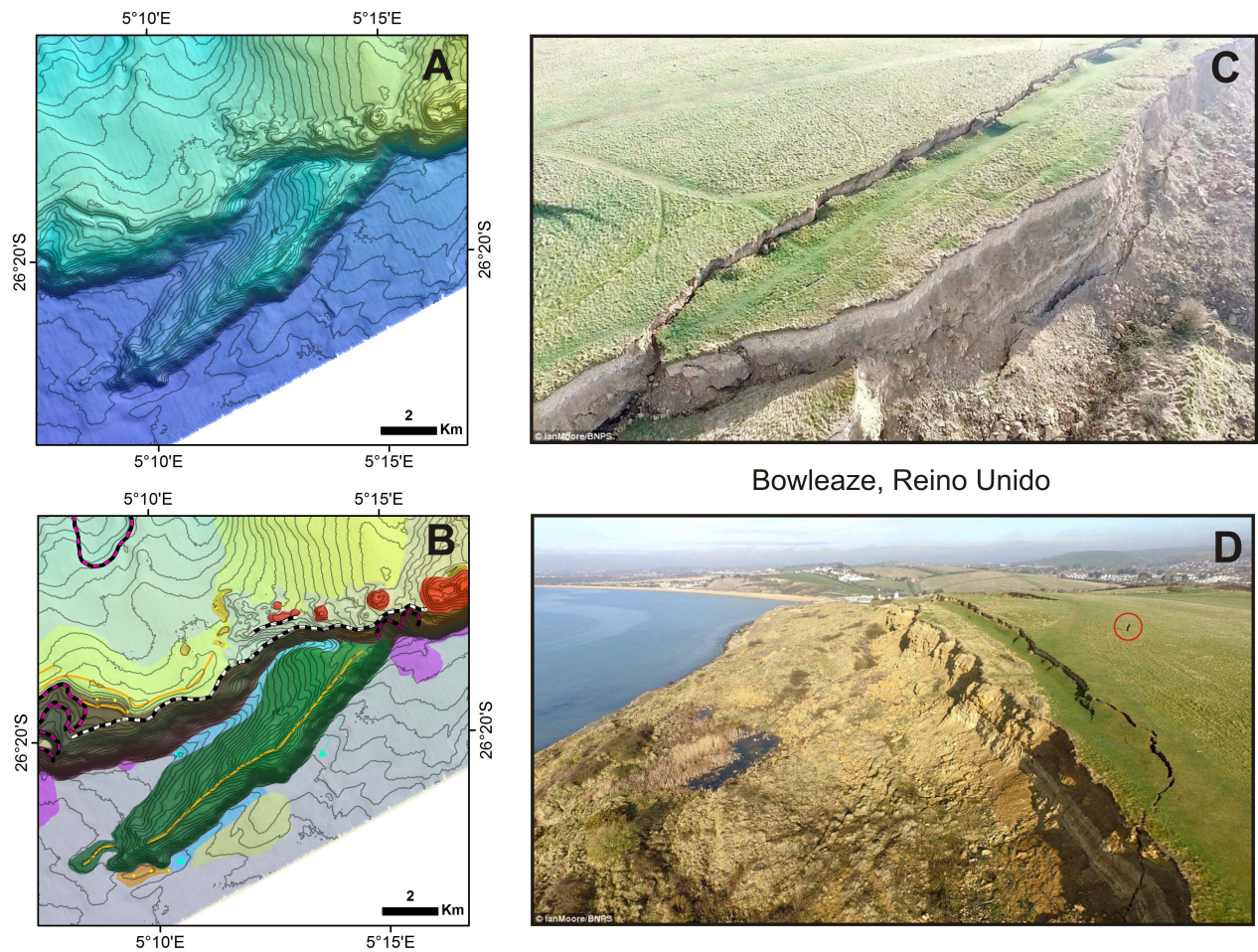


Figura 6.9. En las imágenes A y B se identifica una morfología en cresta localizada en el margen de un gran lineamiento, que podría corresponderse con un gran bloque desprendido. Las figuras C y D muestran una gran grieta a lo largo de un acantilado de Bowleaze, Reino Unido (tomadas de la fuente <https://www.vistaalmar.es/>).

La expresión en superficie de las fracturas constituyen las estructura tipo graben y el lineamiento de dirección NNE-SSW del sector septentrional, están bajo la acción de la picnoclina de la masa de agua AAIW y NADW en los sectores Septentrional, Central y Meridional, salvo las áreas más profundas de este último sector que están bajo la acción de la masa de agua NADW. La constante acción de fuertes corrientes de fondo pueden desencadenar inestabilidad de ladera (Grützner *et al.*, 2011; Krastel *et al.*, 2014). Durante las glaciaciones, se han documentado en otras partes del mundo aumentos en la velocidad de las masas de agua incrementando su poder erosivo, además de su profundización, lo que podría significar en la zona de estudio un mayor rango de acción de la AAIW en estas zonas más profundas. Es posible, que la acción de flujos helicoidales a lo largo de estos lineamientos, hayan contribuido a profundizar posibles grietas o fracturas.

En el sector central se observan dos grandes superficies irregulares y una cabecera de deslizamiento que se desarrollan en torno a un *drift* contornítico (Fig. 6.10). En el perfil sísmico LS 68 que discurre sobre una

superficie irregular, se evidencia la presencia de gas superficial (Fig. 6.10, LS 68). Esta superficie irregular podría ser el producto de un proceso de inestabilidad de ladera disparado por el ascenso de este gas superficial, que posteriormente ha sido cubierto. Las unidades inferiores que constituyen los *drifts* del sector central contienen elevadas cantidades de gas, tal y como indican las estructuras relacionadas con estos procesos, como pueden ser las chimeneas, pagodas, áreas de turbidez acústica, apantallamiento local o presentando un frente de apantallamiento acústico (FAA).

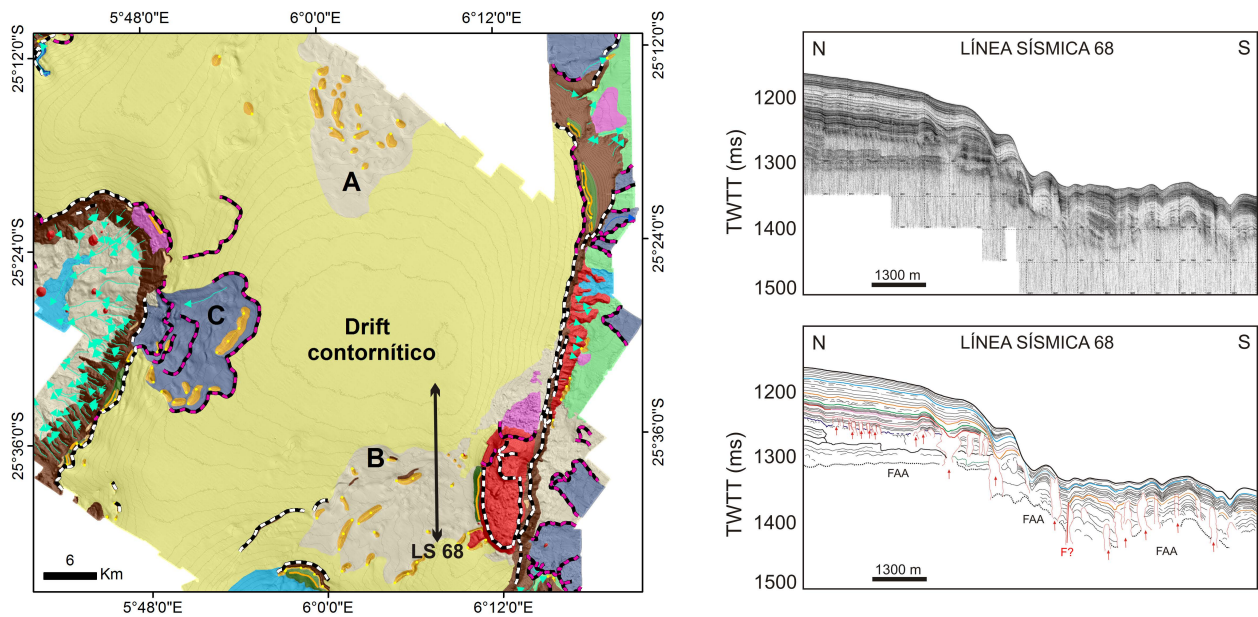


Figura 6.10. En la figura de la izquierda en torno al *drift* contornítico se observa dos superficies irregulares (A y B) y una cabecera de deslizamiento (C) y se la localiza el perfil sísmico LS68. A la izquierda se muestra la interpretación de dicho perfil sísmico.

Otra interpretación para explicar los procesos gravitacionales observados sería considerar su interrelación con las corrientes y *eddies*. La Dorsal de Walvis, supone una barrera para los *eddies* o *rings* que desde el cabo de Buena Esperanza migran con dirección NW hacia la dorsal, los llamados *Agulhas Eddies*. La interacción de estos *eddies* con la dorsal, generan diferentes procesos en función del tamaño y fuerza de estos. En algunos casos los *eddies* pueden girar hacia el oeste en su choque con la dorsal (Beismann *et al.*, 1999; Kamenkovich *et al.*, (1996), mientras que en otros casos, los *eddies* pueden superar la misma. Considerando este último caso y en función de la entidad vertical de los *eddies* se plantean dos tipos de situaciones; a) la existencia de *eddies* profundos que pueden sufrir una fuerte desaceleración en su interacción con la dorsal (Byerne *et al.*, 1995), b) la presencia de *eddies* someros y muy energéticos que pueden pasar sin apenas modificar su movimiento y estructura, generando fuertes movimientos de “*along-slope*” (Beismann *et al.*, 1999). En futuros trabajos multidisciplinarios habría que

determinar si la interacción de estos *Agulhas eddies* con este segmento de la dorsal puede actuar como mecanismo disparador de la inestabilidad de las laderas propiciando procesos gravitacionales.

6.1.5 Ascenso de gas somero y/o fluidos

De los perfiles de sísmica de alta resolución existen evidencias de presencia de gas somero y/o fluidos en los tres sectores, aunque es el Sector Central. Señalar que se entiende como gas somero a aquel que se distribuyen a profundidades inferiores a los 1000 m bajo el fondo marino (García-Gil et al., 2015).

La presencia de gas y/o fluidos en la dorsal pueden ser atribuidos a procesos hidrotermales derivados de la actividad volcánica o a procesos turbidíticos. Se han podido identificar diversas tipologías (Fig. 6.11): chimeneas, puntos brillantes, frentes de apantallamiento acústico (FAA), estructuras de colapso y *pockmark*, pagodas y turbidez acústica. Asociada a la presencia de gases encontramos ecofacies transparentes, semi-transparentes e hiperbólicas.

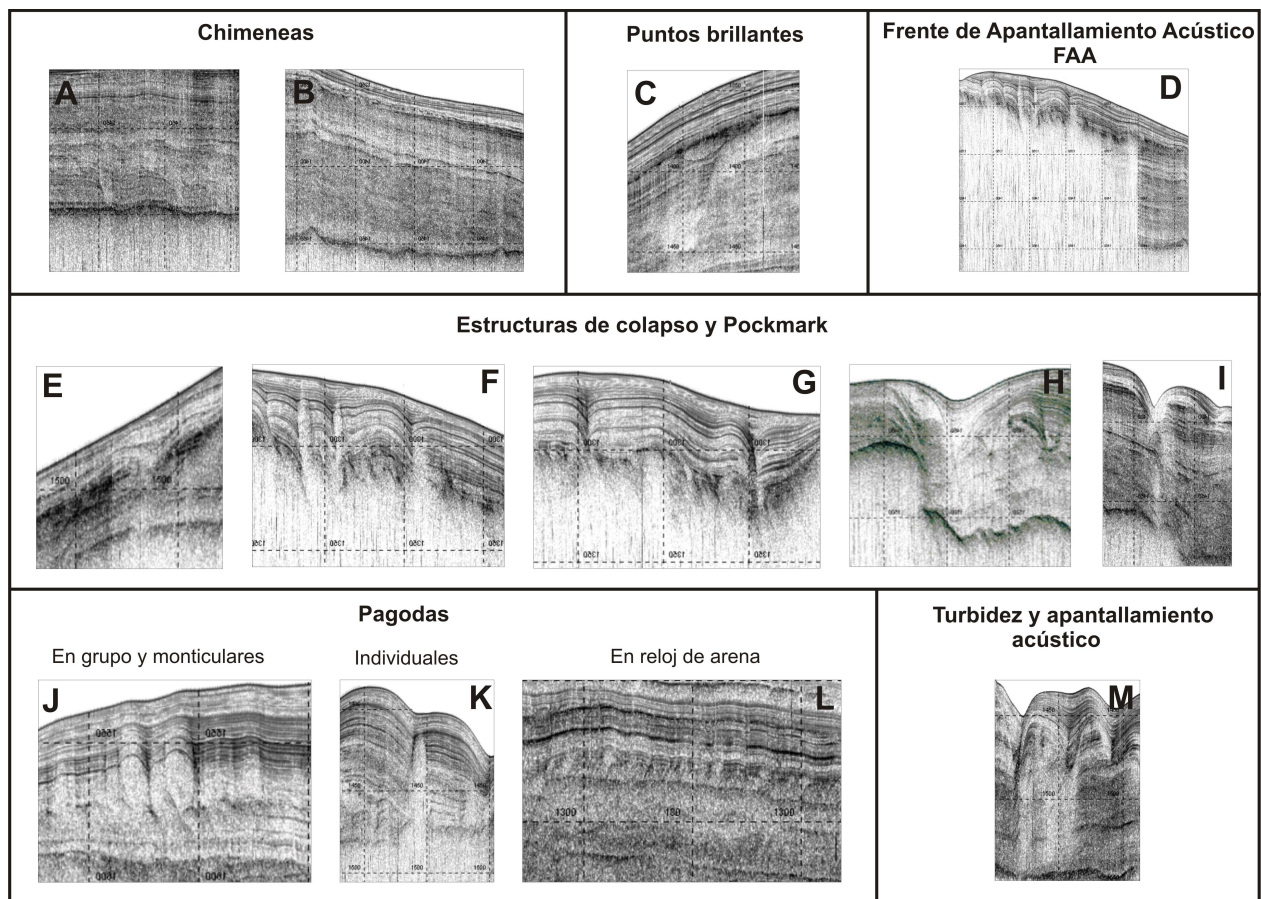


Figura 6.11. Clasificación de las diferentes morfologías que evidencian la presencia de gas somero y/o fluidos.

Se han identificado diferentes chimeneas procedentes de morfologías cónicas del basamento que podrían estar relacionadas con procesos de hidrotermalismo ligados áreas volcánicas. Estas chimeneas se disponen perpendicularmente a los horizontes, enmascarando el registro, deformando los reflectores creando formas convexas y llegan a ascender hasta 110 ms a lo largo del registro sísmico (Figs. 6.11A y 6.11B).

En la parte sur del Sector Central se han localizado puntos brillantes, de alta reflectividad, con morfologías irregulares, que aparecen representadas en el registro por ecofacies transparentes de tipo 4E. En estos puntos brillantes se observa el ascenso, representado por ecofacies hiperbólicas, de gas hacia zonas más someras (Fig. 6.11C).

Los frentes de apantallamiento acústico (FAA) se dan preferentemente en el Sector Central. Bajo estos frentes el apantallamiento llega a afectar espesores de hasta 150 ms (Fig. 6.11D). Los FAA quedan representados en el registro sísmico como ecofacies transparentes de tipo 4D. El apantallamiento acústico tiene lugar cuando la concentración de gas en el agua intersticial de los sedimentos supera su límite de solubilidad, dando lugar a la formación de burbujas de gas (Schubel, 1974; Whiticar, 2002; García-Gil *et al.*, 2015). Estas burbujas son las responsables de dispersar la energía acústica y enmascarar los sedimentos bajo el horizonte o frente de gas (Judd y Hovland, 1992).

Las estructuras de colapso y paleopockmarks se localizan bajo las superficies irregulares dentro del sector Septentrional y en la parte suroriental del Sector Central. En estas estructuras se observa como los sedimentos suprayacentes colapsan a favor de una zona de turbidez (Figs. 6.11E y 6.11H), por donde tiene lugar el ascenso de gas y/o fluidos, dando lugar a la formación de pockmarks (Figs. 6.11F, 6.11G y 6.11I). Otra expresión acústica de los gases son las pagodas (Emery, 1974; Somoza *et al.*, 2014) y en la zona de estudio se presentan en grupo y con morfología monticular (Fig. 6.11J), individuales (Fig. 6.11K) y en reloj de arena (Fig. 6.11L). Las pagodas monticulares e individuales aparecen representadas en el registro sísmico por ecofacies transparentes de tipo 4C, mientras que las pagodas en reloj de arena lo hacen como ecofacies de tipo 5C. Las pagodas parecen tener su origen en depósitos turbidíticos de tipo *debris flow*. En algunos casos se ha observado como los sedimentos adoptan formas monticulares sobre estas estructuras, evidenciando que el crecimiento de estas morfologías está en proceso. En otros casos, la turbidez y el apantallamiento acústico aparecen de una forma más heterogénea (Fig. 6.11M), identificándose con ecofacies semitransparentes o transparentes con límites no muy bien definidos.

6.1.5 Estructuras volcánicas

La principal característica del Banco de Valdivia es la disposición que mantienen las estructuras volcánicas de mayor entidad, los montes submarinos, con los principales lineamientos. Los casos más evidentes de esta relación son los montes submarinos de Valdivia Centro, el Complejo del Monte Submarino de Valdivia Este y el monte submarino de Valdivia Oeste. En los tres casos, estos montes presentan los mismos patrones, aunque las direcciones de máxima elongación cambian, entre el monte submarino de Valdivia Centro (N-S) y los montes de Valdivia Este y Oeste (NE-SW). Dentro de estas estructuras volcánicas, el Complejo del Monte Submarino de Valdivia Este es el que presenta mayores dimensiones (área de 782.84 km² y un volumen de 1634.61 Km³) y en sus alrededores se da la mayor concentración de conos volcánicos.

La morfología del Banco de Valdivia viene determinada por su génesis, la cual se debe a la interacción de una cresta medio oceánica con una geometría y dirección W y un *hotspot* que migra aproximadamente 500 km hacia el SW (O'Connor y Jokat, 2015). Este segmento de la dorsal se creó aproximadamente en un intervalo de 10 ma, que va desde los 93ma a los 83 ma, cuando la dorsal medio oceánica migro lentamente hacia el W y mientras el *hotspot* discurría hacia el SW (Fig. 6.12) (O'Connor y Jokat, 2015).

De esta manera, es posible identificar la migración de la dorsal hacia el W entre el segmento de dirección N-S, que presentan los sectores Septentrional y Central, y el segmento de dirección NE-SW del Segmento Meridional. Este proceso fue lo bastante lento o estacionario, para permitir la formación del Complejo del Montes submarino de Valdivia Este. Es posible que las grandes fracturas o lineamientos hayan sido reactivados posteriormente, debido a reajustes tectónicos, facilitando de nuevo episodios volcánicos. Debido a la complejidad de los procesos tectónicos acontecidos durante la génesis de la dorsal, sería necesario realizar estudios más concretos de este sector, para poder datar con exactitud los diferentes episodios acontecidos.

En la Dorsal de Walvis se han realizado varias campañas de investigación dentro de los programas “*Deep Sea Drilling Project*” y “*Ocean Drilling Project*”, donde se llevó a cabo la prospección de pozos tanto en el Segmento Septentrional (DSDP 75) como en el Segmento Meridional (DSDP 74 y ODP 208), quedando excluida de la prospección del Segmento central. En torno a la ubicación del DSDP 74, se realizó la campaña M49/1 de prospección geofísica (ver capítulo I), donde se llevó a cabo la adquisición de perfiles sísmicos de alta resolución.

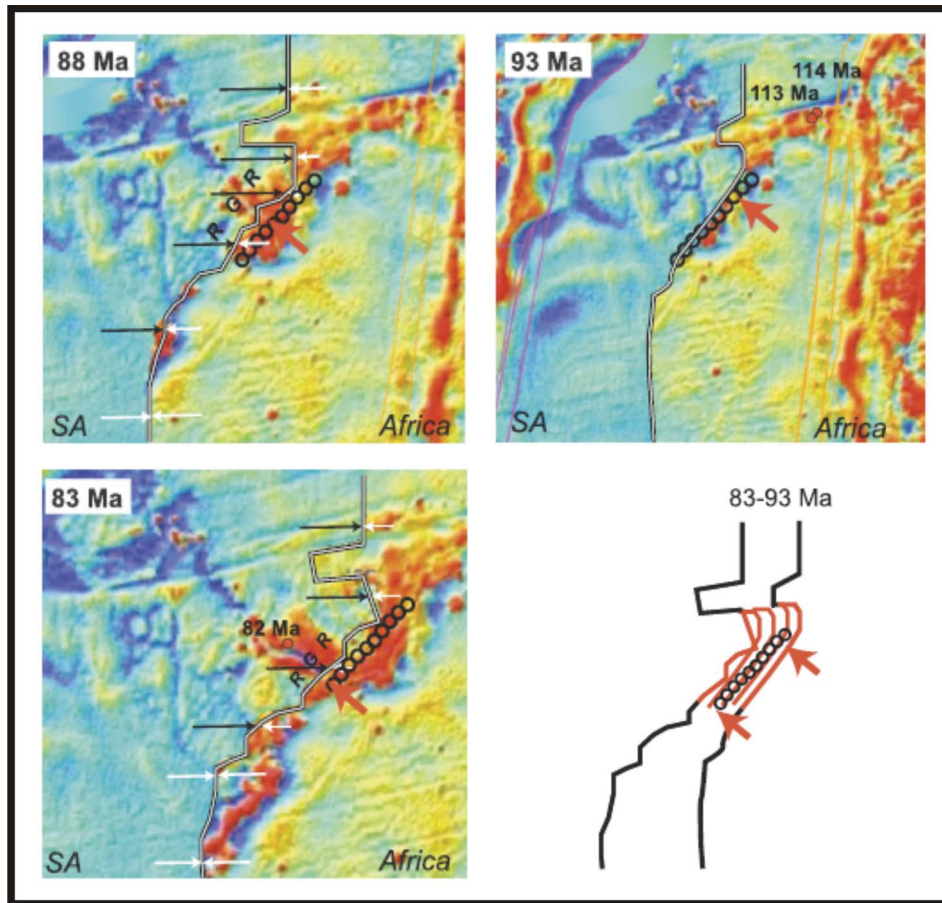


Figura 6.12. Reconstrucción esquemática del Sector Central de la Dorsal de Walvis, también llamado Banco de Valdivia, donde se muestra la migración, orientación y distancia de la dorsal medio oceánica (líneas negras) y la migración del *hotspot* de Tristán-Gough (flechas rojas). Imagen modificada de O'Connor y Jokar (2015). La migración del orificio de la pluma se encuentra representada por los círculos negros.

De los datos obtenidos en estas campañas, se consideran de especial interés los obtenidos en el segmento Meridional de la Dorsal, mientras que los datos del DSDP 75 son de menor importancia para el análisis del área estudio ya que se encuentran muy influidos por el aporte de sedimentos desde la costa namibia. La ubicación de las prospecciones llevadas a cabo en el Segmento Meridional responde a un ambiente de sedimentación similar al del Segmento Central, siendo la principal diferencia el entorno de profundidades ya que los datos estudiados en el Segmento Meridional, se localizan entre los 2500 m y 4770 m.

Los datos de sismica obtenidos durante la campaña M49/1 junto con los pozos prospectados en sus inmediaciones, son la fuente de información más próxima a la zona estudiada en este trabajo. De los datos de sismica obtenidos durante esta campaña, Zachos *et al.* (2004) concluyen que la secuencia del

Pleistoceno hasta el Mioceno superior se encuentra bien representada. El Mioceno medio e inferior aparece relativamente condensado e incluso altamente condensado y/o interrumpido por discontinuidades. Durante todo el Neógeno son comunes las discordancias erosivas, aunque también son frecuentes los procesos de disolución que afectan a la sedimentación de esta sección. El Oligoceno superior no se encontró presente en todos los pozos, pudiendo aparecer de forma ocasional y parcialmente presente. Parte del oligoceno inferior aparece bien representado y el límite Eoceno/Oligoceno (E/O) se presenta en intervalos de intenso *reworking* y disolución, si se llega a identificar. El Eoceno medio y superior se encuentra altamente condensado o discordante. La sección entre el Eoceno inferior y el Paleoceno superior se encuentra bien representada, al igual que el límite Paleoceno/Eoceno (P/E). El Paleoceno inferior y Maastrichtiense aparecen bien identificados.

6.2 Perfiles sísmicos y correlación de las diferentes unidades entre sectores

Según Zachos *et al.* (2004) las tasas de sedimentación en el Pleistoceno, Paleoceno y Maastrichtiense se mantiene en el intervalo de 8-13 m/Ma, mientras que en la secuencia del Neógeno esta tasa disminuye hasta 1-5 m/Ma, llegando incluso a ser de 0.6 m/Ma (Bartels, 2008).

6.2.1 Discordancias reconocidas a nivel regional en el Segmento Central de la Dorsal de Walvis

Una vez analizados todos los perfiles del Segmento Central de la Dorsal de Walvis (capítulo IV), se han identificado 5 discordancias que se presentan a nivel regional: 1D, 2D, 3D, 4D y 5D (Tabla 6.1 y Fig. 6.13).

	1D	2D	3D	4D	5D
Horizontes S. Septentrional	MSS	AzSS	RSS	VSS	NSS
Horizontes S. Central	MC	AZC	RC	VC	NC
Horizontes S. Meridional	MM	-	-	AzM	RsM

Tabla 1. Relación de las principales discordancias (1D, 2D, 3D, 4D Y 5D) encontradas en el Segmento Central de la Dorsal de Walvis, con el equivalente del horizonte para cada sector.

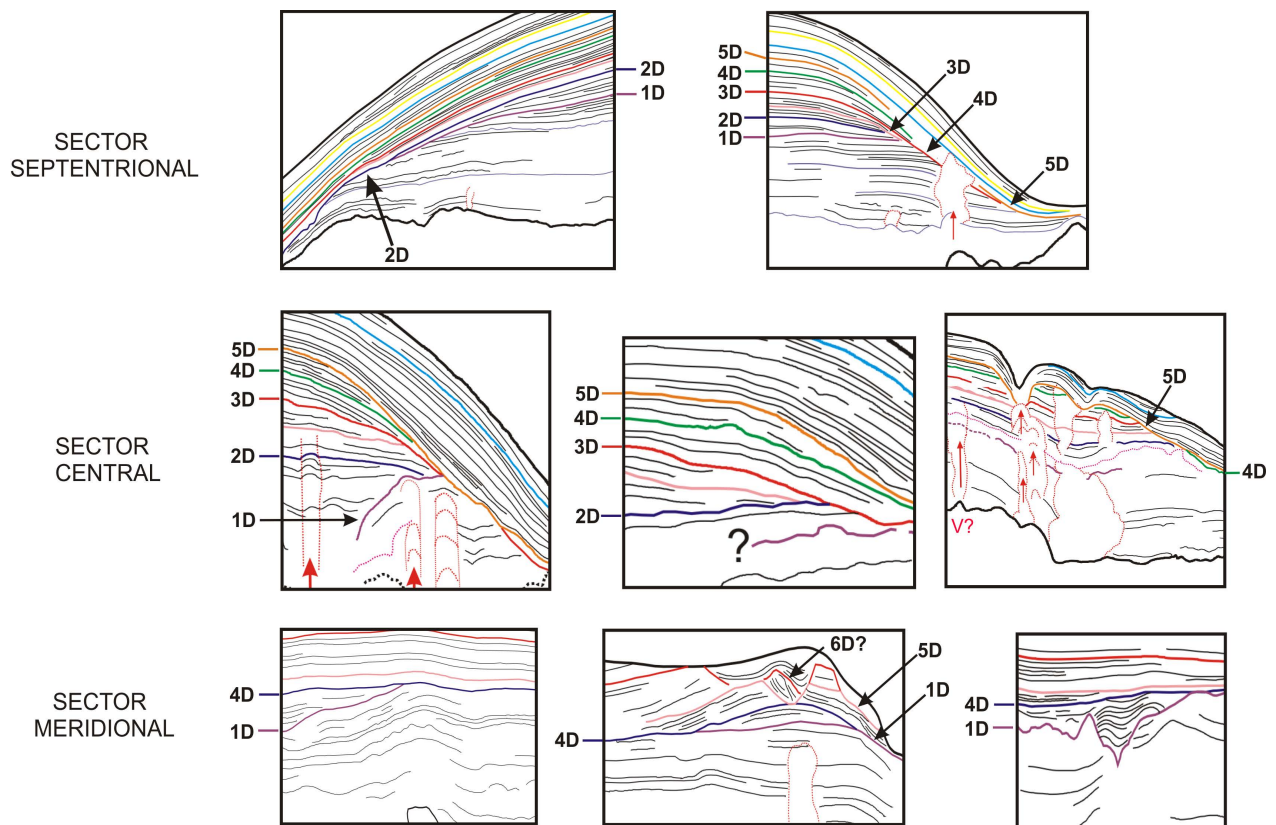
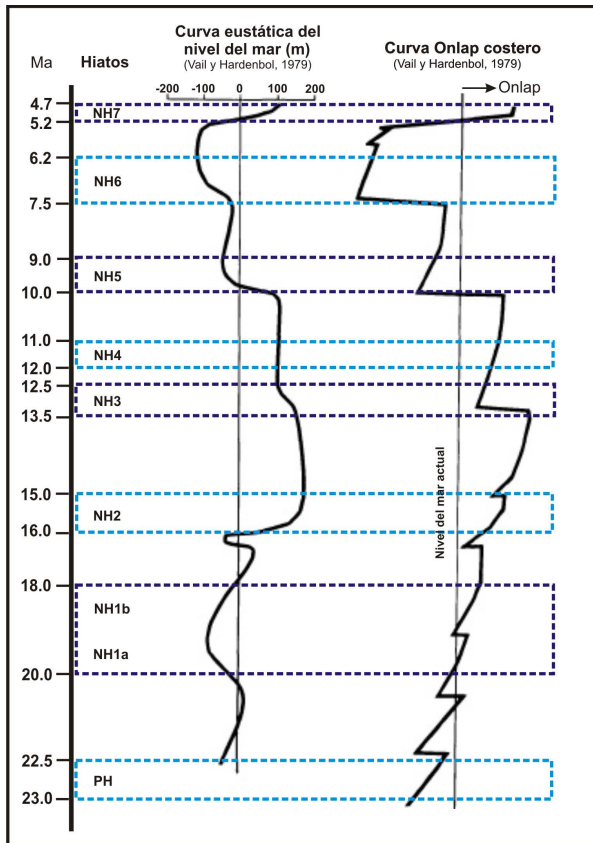


Figura 6.13. Relación de las discordancias localizadas a nivel regional (1D, 2D, 3D, 4D y 5D) a lo largo de los sectores septentrional, central y meridional.

Las 5 discordancias identificadas 1D, 2D, 3D, 4D y 5D, delimitan las siguientes unidades de base a techo: 1P, 2N, 3N, 4N, 5N y 6Q. A continuación se realiza una interpretación de las discordancias y de las unidades que delimitan, en función de los rasgos y características de los reflectores sísmicos.

La **discordancia 1D** representaría el límite entre los sedimentos del Paléogeno y del Neógeno, pudiendo corresponder con: el hiato NH1 (Keller y Barron, 1983); el reflector R1 (Zachos, 2004); y la glaciación Mi-1. El hiato NH1 se extiende desde los 20-18 Ma y representa uno de los mayores eventos erosivos que tienen lugar a lo largo del Mioceno. En realidad, NH1 representa dos hitaos, NH1a y NH1b, pero dado que NH1b fue mucho más intenso erosionó los sedimentos depositados entre los dos eventos. En la sección meridional de la dorsal, Zachos *et al.*, (2004) identifican el límite entre los sedimentos del Paléogeno y del Neógeno con una discordancia erosiva a la que llaman R1. Esta discordancia se relaciona con el evento Mi-1, al que se le asocian caídas del nivel del mar de entre 50-60 m (Miller *et al.*, 1991; Pekar *et al.*, 2002). Esta discordancia se identifica en los tres sectores, donde puede observarse como los

reflectores de la unidad infrayacente terminan en toplap, marcando una etapa de fuerte erosión. Esta discordancia está caracterizada por un reflector de media a muy alta amplitud, que se presenta bastante continuo aunque puntualmente se ve interrumpido por ecofacies transparentes.



DISCORDANCIAS

- 5D → Plioceno Glacial Maximo
- 4D → NH6/NH7 (Keller y barrow, 1983) - AR7 (Hinz et al., 1999)
- 3D → NH5 (Keller y barrow, 1983) - Mi-6 (Glaciación)
- 2D →
 - Opción 2:
NH3/NH4 (Keller y barrow, 1983)
Mi-3/Mi-4/Mi-5 (Glaciación)
 - Opción 1:
NH2 (Keller y barrow, 1983) - Mi-2 (Glaciación)
AR5 (Hinz et al., 1999)
- 1D →
 - NH1 (Keller y barrow, 1983)
 - R1 (Zachos et al., 2004)
 - Mi-1 (Glaciación)
 - AR4- AR5 (Hinz et al., 1999)
 - Miocene Bolivina acme (Bartels, 2008)

Figura 6.14. Esquema con los principales hiatos identificados por Keller y Barron (1983), junto con representación de la curva eustática del nivel del mar (m) y de la curva de *onlap* de costa de Vail y Hardenbol (1979). Se muestran las diferentes opciones a la hora de interpretar las principales discordancias registradas a nivel regional.

La **discordancia 2D** podría corresponderse con distintos eventos separados en el tiempo, por lo que se proponen dos hipótesis de correlación regional. En la primera de ellas (Fig. 6.14, opción 1) la discordancia 2D podría representar la discordancia NH2 (Keller y Barron, 1983) y/o el reflector AR5-D (Hinz *et al.*, 1999). Ambos reflectores oscilan entre los 16 y los 17 Ma, coincidiendo con el evento glacial Mi-2 (Miller *et al.*, 1996), en el que se observan cambios en la composición del agua debido al aumento de la capa de hielo en la Antártida. Miller *et al.*, (1991) proponen que durante este evento frío tuvo lugar un descenso del nivel del mar de entre 45 y 70 m. Además, esta discordancia podría estar ligada a un gran evento tectónico que dio lugar al inicio del proceso de somerización del *Central American Seaway* (CAS) hace aproximadamente 16 Ma (Keller y Barron, 1983; Nisancioglu *et al.*, 2003) y cuyo cierre concluyó en el Plioceno. Este hecho causó cambios en la circulación oceánica, haciendo que la masa de agua NADW

podría llegar hasta el Atlántico Sur, produciéndose su pleno apogeo en el Plioceno inferior (Nisancioglu *et al.*, 2003). Asociado a esta intensificación de la masa de agua NADW, Bartels (2008) identifica varios hiatos; en el pozo 1263 el hiato va desde el Oligoceno superior al pleistoceno y en el pozo 1265 el hiato transcurre desde el Mioceno superior al Cuaternario. En el sector septentrional la discordancia 2D llega a superponerse sobre la 1D (ver perfil sísmico LS 09), mientras que el sector meridional la discordancia 2D no se ha identificado.

Otra hipótesis sobre la génesis de la discordancia 2D (Fig. 6.14, opción 2), es que su origen esté ligado a los eventos glacioeustáticos Mi-3, Mi-4 e incluso Mi-5, que tienen lugar entre los 13.5 Ma y los 11.3 Ma, donde se registran caídas del nivel de mar de entre 45 m y 70 m (Miller *et al.*, 1991). A su vez, estos dos eventos coinciden con los eventos erosivos NH3 y/o NH4 descritos por Keller y Barron (1983), que tuvieron lugar entre los 13.5 Ma y los 11 Ma. Estos eventos están asociados a rápidos descensos del nivel del mar lo que conlleva una intensificación de las corrientes dando lugar a procesos erosivos. Estas bajadas del nivel del mar serían la respuesta al mayor aumento de la capa de hielo en la Antártida (Kennett *et al.*, 1974; Shackleton y Kennett, 1975; Woodruff *et al.*, 1981). Esta discordancia 2D se caracteriza por representar un periodo erosivo que afectó a todas las unidades infrayacentes, podría estar ligada al inicio de la *Antarctic Intermediate Water* (AAIW) (Hernández-Molina *et al.*, 2016) y con el inicio del Sistema de Upwelling de Benguela que tuvo lugar entre los 15-10 Ma (Siesser, 1980; Diester-Haass *et al.*, 1990; Heinrich *et al.*, 2011; Rommerskirchen *et al.*, 2011).

La **discordancia 3D** podría haberse generado durante el evento NH5, 10-9 Ma, identificado por Keller y Barron (1983) como la discordancia más grande reconocida dentro del Mioceno. Esta discordancia marca la mayor caída del nivel del mar, que según John *et al.* (2004, 2011) está en 57 ± 12 m, mientras que Vail y Hardenbol (1979) y Haq *et al.* (1987) la sitúan en más de 100m de descenso (Fig. 6.14). Woodruff y Douglas (1981) determinan que durante este tiempo se establecen las masas de agua intermedias siguiendo un patrón muy similar al de la actualidad. El evento NH5 podría corresponderse con el evento glacioeustático Mi-6, ligado a otra bajada del nivel del mar. Estas caídas del nivel del mar junto con el pico de máxima intensificación de la masa de agua NADW a través de la dorsal (Bartels, 2008), hacen que el poder erosivo durante esta fase sea mayor. El reflector que marca la discordancia 3D se caracteriza por presentar amplitudes altas y ser bastante continuo, llegando a truncar todas las unidades infrayacentes (ver línea sísmica LS 02).

La **discordancia 4D** marca el límite entre el Mioceno y el Plioceno, y podría corresponderse con el evento NH6 y/o NH7 (Keller y Barron, 1983), la glaciación Mi-6 y el reflector AR7 (Schümann, 2002). Butzin *et al.* (2011) estimaron que durante el periodo comprendido entre 6.5-6 Ma se produjo una intensificación de

la NADW y AAIW, como consecuencia de la progresiva somerización del *Central American Seaway* (CAS). A su vez, se producen cambios glacioeustáticos que derivan en una fuerte bajada del nivel del mar a nivel global, y que marcan el inicio de una etapa regresiva. Coincidiendo con este episodio, se produce una intensificación del upwelling (Hoetzel *et al.*, 2015), llegándose a duplicar las tasas de sedimentación en estas áreas de alta productividad (Barron, 1980; Keller, 1980). Tales procesos podrían justificar esta discordancia erosiva.

La **discordancia 5D** podría representar el periodo de Máxima Glaciación del Pleistoceno, que representa el periodo más crítico dentro del Cuaternario. Este evento glaciario se produjo hace 30000 años y dio lugar a importantes cambios en la circulación profunda (CTH), además de un acusado descenso del nivel del mar (Lambeck *et al.*, 2014). Durante este evento se produjo una somerización de la masa de agua NADW y se estableció una marcada picnoclina entre las aguas profundas y las aguas intermedias (Adkins *et al.*, 2002). Tales procesos, derivados de este periodo glaciario, podrían justificar esta discordancia erosiva, que llega a afectar hasta los sedimentos más antiguos en el Sector septentrional y Sector Central.

6.2.2 La sedimentación en la Dorsal del Walvis, el Cenozoico

6.2.2.1 El Paleógeno

La **unidad 1P** se localiza entre el basamento y la discordancia 1D. Dado que se ha estimado que la discordancia 1D pudiera representar el límite Paleógeno-Neógeno, a esta unidad se le asignará una edad Paleógena. Según Bartels (2008) esta unidad 1P estaría constituida por sedimentos pelágicos, donde se identifican diversos grupos de nanofósiles calcáreos con características de medias latitudes y abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos. Dentro de esta unidad se han llegado a diferenciar hasta seis discontinuidades, aunque no todas han sido identificadas a lo largo de los tres sectores. Estas discontinuidades podrían estar relacionadas con la complicada historia climática de este periodo, caracterizada por una convulsa dinámica de periodos de calentamiento-enfriamiento. A su vez, estos periodos se vieron interrumpidos por eventos bruscos y breves (*Miocene Bolivina Acme*, límite Eoceno/Oligoceno, ELMO y el PETM), que han dejado su huella en el registro sísmico (Zachos *et al.*, 2004; Bartels *et al.*, 2007; Bartels, 2008). Esta unidad presenta características análogas a lo largo de los tres sectores estudiados (septentrional, central y meridional). En ella, los reflectores se disponen entre sí de manera paralela o subparalela, llegando a presentarse con cierto grado de deformación en el sector meridional. A lo largo de esta unidad se identifican cuerpos con morfología tabular y/o lenticular, constituidos por ecofacies transparentes de tipo 4A y 4B, mostrando contactos erosivos. Es común

encontrar en el techo de este tipo de depósitos ecofacies hiperbólicas de tipo 5C. Este tipo de ecofacies transparente está asociado principalmente con depósitos de lóbulo y de flujos en masa, y las ecofacies hiperbólicas de tipo 5C se identifican con el techo caótico de estos depósitos. También es frecuente encontrar ecofacies transparentes de tipo 4C que irrumpen en el registro perpendicular o ligeramente oblicua, pudiéndolas identificar con las morfologías en “chimenea” relacionadas con el ascenso de fluidos y/o gas de los estratos infrayacentes. Este ascenso, también provoca turbidez acústica, que es más dispersa y diseminada que la que tiene lugar en las chimeneas. Se han identificado ecofacies transparentes de tipo 4D, asociadas a Frentes de Apantallamiento Acústico (FAA), donde el ascenso del gas apantalla el registro sísmico. Este tipo de estructuras relacionadas con el apantallamiento y la turbidez acústica se identifican en su mayor parte en los sectores central y meridional. En la línea LS 70 se observa claramente cómo se produce el ascenso de gas a partir de estructuras cónicas que se localizan en el basamento. El ascenso de éste, no solo da lugar a la turbidez de los sedimentos, sino también los deforma, dando lugar al abombamiento de los reflectores sísmicos. Estas morfologías cónicas podrían estar ligadas con procesos hidrotermales asociados a procesos volcánicos.

Finalmente, la unidad 1P representa un depósito agradacional, donde se intercalan procesos de “*downslope*”, de tipo *debris flow*, y “*alongslope*”. Durante este periodo no se identifican corrientes de gran magnitud a lo largo de la dorsal, por lo que la sedimentación se lleva a cabo bajo condiciones hidrográficas constantes, siguiendo un flujo tabular de baja intensidad. El espesor de esta unidad oscila entre 50 ms y 105 ms.

6.2.2.2 El Neógeno

Dentro del Neógeno, el Mioceno supone un periodo de fuertes cambios oceanográficos. Según los modelos paleotopográficos realizados por Bartels (2008) en el segmento sur de la dorsal, el periodo comprendido entre los 18 Ma y los 7 Ma supone una etapa de reactivación de las corrientes, siendo más intensa hacia el final de ese periodo, concretamente en torno a los 9 Ma. Esto viene a coincidir con lo planteado por Nisancioglu *et al.* (2003), que estiman que la masa de agua *North Atlantic Deep Water* se formó en el Mioceno Medio (17-11 Ma) y se intensificó durante el intervalo de 11-5 Ma. Estos cambios en el régimen oceanográfico junto con los intermitentes eventos fríos que se sucedieron a lo largo del Neógeno, dan lugar a la identificación de numerosas discordancias e hiatos (Fig. 6.14) a lo largo del registro mundial (Keller y Barron, 1983). El Mioceno medio está marcado por un elevado nivel del mar y una reducida tasa de sedimentación, donde las corrientes jugaron un gran papel en los procesos de erosión y redistribución de los sedimentos del fondo marino. Para este tiempo, Keller y Barron (1983)

identifican hasta 5 hiatos. En el límite Mioceno/Plioceno está marcado por un brusco descenso del nivel del mar a nivel mundial, lo que dejó evidencias de un pronunciado proceso de erosión (Emery y Uchupi, 1984). Es en este intervalo de tiempo, cuando se produce una intensificación de las masas de agua intermedia y profunda, y se establece la actual circulación termohalina (Emery y Uchupi, 1984; Nisancioglu *et al.*, 2003; Bartels, 2008).

Entre las discordancias 1D y 2D encontramos la **unidad 2N**, representa los sedimentos pertenecientes al Mioceno inferior. Esta unidad es difícil de reconocer en algunas zonas del sector central, debido a los diferentes eventos erosivos a los que ha sido sometida y a la presencia de gas (ver línea sísmica LS 70). Estos eventos erosivos dejan tras de sí ecofacies transparentes de morfología tabular y en cuyo techo se observan ecofacies hiperbólicas que marcan la expulsión o salida del gas retenido en los sedimentos representados por estas ecofacies transparentes. Las estructuras cóncavas que se generan como consecuencia de la ascensión de gases, se asemejan al inicio de formación de las denominadas “pagodas” (Somoza *et al.*, 2014). Bartels (2008) afirma que durante la sedimentación del Neógeno son frecuentes los *slumps* y turbiditas. Esta unidad cambia considerablemente de espesor a lo largo del sector central, siendo más continua en el sector septentrional. Según Bartels (2008) los sedimentos del Neógeno se disponen en capas subparalelas, tal y como se observa a lo largo de los diferentes perfiles vistos a lo largo del capítulo IV. Al igual que la unidad 1P, la unidad 2N podría representar *drifts* contorníticos mixtos, con morfologías de tipo laminar y adosados. El espesor de esta unidad está entre 4 ms y 54 ms.

La **unidad 3N** se localiza entre las discordancias 2D y 3D, y se situaría en torno al Mioceno medio (12-9 Ma). Esta época estuvo marcada por una fase de highstand que dio lugar a secuencias agradantes, indicando un ritmo de acomodación aproximado al de sedimentación. En el sector septentrional, es común observar cómo los reflectores que conforman esta unidad presentan morfologías divergentes, pudiendo identificarse éstos como depósitos contorníticos de tipo elongado ligeramente monticular o de tipo laminar, con potencias que oscilan entre 4 y 14 ms. En el sector central se encuentran sucesivos depósitos de relleno de canal migrando hacia el norte y que erosiona en gran parte la unidad infrayacente (LS 65). La incisión de este sistema de canales pudo deberse a un episodio de intensificación de las corrientes de fondo (Bartels, 2008), coetáneo con el periodo en el que se inicia del Sistema de Benguela. Es difícil establecer esta unidad en gran parte del sector central y sur, dado que los niveles estratigráficamente equivalentes aparecen constituidos por ecofacies caóticas, semitransparentes o transparentes. Gran parte de esta unidad se encuentra bajo los efectos del ascenso de gas, dando lugar a la generación de chimeneas o pagodas, a fenómenos de “blanking” o apantallamientos acústicos y turbidez en el registro.

La **unidad 4N** estaría comprendida entre los 9 Ma y los 7.5 Ma, correspondiéndose con los depósitos del Mioceno medio-superior. Esta unidad parece presentarse en algunos puntos con carácter progradante mientras que en otros parece ser agradante. A semejanza de los que ocurría en la unidad 3N, los reflectores que la conforman presentan morfologías divergentes en la parte externa del depósito, pudiendo identificarse éstos como depósitos contorníticos de tipo monticular elongado. En las zonas más profundas del sector central estos depósitos serían de tipo *laminar*. Además de la generación de *drifts* contorníticos, es posible observar como las corrientes de fondo generan varias ondas de sedimento en la ladera oriental del alto estructural del sector septentrional. En el sector meridional y en la zona sur del sector central, entre la discordancia 1D y la discordancia 4D encontramos una secuencia de sedimentos de edad comprendida entre el Mioceno inferior y el medio-superior, que incluso podría llegar hasta el límite Plioceno-Pleistoceno. Es evidente, que en esta zona se dieron otras condiciones al encontrarse a mayor profundidad. Este hecho, podría deberse al aumento e intensificación de la masa de agua *North Atlantic Deep Water* (NADW) y su interacción con el fondo. Para este momento, la masa de agua NADW podría situarse en torno a 1400-1500 m, o incluso estar más somera. Es frecuente encontrar en el sector central depósitos heterogéneos formados por procesos de ladera (*debris flow*) y por procesos generados a lo largo del talud (corrientes contorníticas). De esta manera, encontramos a lo largo de esta unidad *drifts* contorníticos irrumpidos por *debris flow*, que generarían *drifts* mixtos. El espesor de esta unidad varía entre 5 y 13 ms.

La **unidad 5N** se integraría dentro del Plioceno, una etapa marcada por reajustes tectónicos que dieron lugar a cambios en el clima y en las condiciones oceanográficas en todo el mundo, además de identificarse con un periodo regresivo. Esta unidad presenta a nivel regional una morfología tabular, con amplitudes que descienden hacia el techo de la unidad. En el Sector Meridional se identifican rasgos erosivos que indicarían un aumento considerable en la velocidad de las corrientes de fondo, al igual que la presencia de reflectores de muy alta amplitud, que según lo propuesto por Müller-Michaelis *et al.* (2013), podrían interpretarse como un aumento en la intensidad de las corrientes. Durante el Plioceno se suceden episodios de fortificación y debilitamiento de la circulación termohalina (CTH), que podrían haber dejado su huella en el registro sísmico. El primer episodio se asocia con la Crisis de Salinidad del Mesiniense, en torno a los 5.3 Ma (Hoetzel *et al.*, 2015; Karas *et al.*, 2017) donde se registra una reducción en la circulación termohalina (THC) y en la formación de NADW. En torno a los 4.8-3.8 Ma tiene lugar un aumento y fortificación de la CTH e intensificación de la NADW, como consecuencia del cierre definitivo del CAS (Nisancioglu *et al.*, 2003, Karas *et al.*, 2017) y la creación del *Istmo* de Panamá (Steph *et al.*, 2010). Este evento podría identificarse con los rasgos erosivos identificados en el área de estudio. Al final del Plioceno, entre los 3.8-3 Ma, Karas *et al.* (2017) proponen un debilitamiento de la

CTH asociado a un complejo evento frío de alcance global que pudo ser inducido por cambios en el régimen tectónico acontecidos en la región de Indonesia. En el sector central, esta unidad se identifica como un *drift* laminar adosado, cuya base es la discordancia 4D. En el Sector Septentrional, podemos observar como los reflectores convergen en las zonas externas dando lugar a morfologías “pinch-out”, indicando una diferencia en la velocidad del flujo, siendo menor en el techo del *drifts*, y mayor en las zonas externas, dando lugar a procesos de erosión (Gruetzner *et al.*, 2016). Alrededor del Montes Submarino de Valdivia Norte, esta unidad también presenta este tipo de morfologías en “pinch-out”.

6.2.2.3 El Cuaternario

La **unidad 6Q** representaría el paquete sedimentario formado durante la última transgresión postglacial del Pleistoceno superior-Holoceno. Señalar que durante la deglaciación posterior al Máximo Glaciar del Pleistoceno se registran aumentos del nivel del mar de hasta 130 m (Lamberk *et al.*, 2002). Esta unidad se dispone con un carácter agradacional ligeramente progradacional, y está constituida principalmente por *drifts* de tipo monticulares elongados y laminares adosados. Durante el cuaternario se observan ondas de sedimentos en el sector septentrional y diversos rasgos erosivos que nos indican que durante este periodo hasta la actualidad, las corrientes de fondo llegan a ser muy intensas, sobre todo en el Sector Meridional-Zona Este. Los sedimentos del cuaternario también aparecen deformados por el ascenso de gas y/o fluidos, lo que indica que estos procesos continúan durante todo este periodo.

Bibliografía

BIBLIOGRAFÍA TESIS

A

- Adkins J, McIntyre FK y Schrag DP. 2002. The salinity, temperature, and $\delta^{18}O$ of the glacial deep ocean. *Science* 298: 69-73 p.
- Arhan M, Mercier H y Park YH. 2003. On the deep water circulation of the eastern South Atlantic Ocean. *Deep Sea Research, Part I*, 50: 889-916 p.
- Arhan M, Mercier H, Bourles B y Gouriou Y. 1998. Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30' N and 4°30' S. *Deep Sea Research, Part II*, 45: 829-872 p.
- Austin JA y Uchupi E. 1982. Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. *American Association of Petroleum Geologists* 66: 1328-1347 p.
- Axelrod DI. 1984. An interpretation of Cretaceous and Tertiary biota in polar regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 45: 105-147 p.

B

- Bagguley JG. 1997. The application of seismic and sequence stratigraphy to the post-rift megasequence offshore Namibia. Ph.D. thesis, Oxford Brookes University. Oxford.
- Barrera E y Huber BT. 1991. Paleogene and early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results. In Barron J, Larsen B, et al. *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 119: 693-717 p.
- Barron JA. 1980. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeast Japan, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, Initial Reports. *DSDP, 56, 57, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 641-685 p.
- Bartels T, Krastel S y Spiess V. 2007. Correlation of high-resolution seismic data with ODP Leg 208 borehole measurements. In Kroon, D., Zachos, J.C., and Richter, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 208: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1-27. doi:10.2973/odp.proc.sr.208.204.2007
- Bartels T. 2008. Imaging of Cenozoic climatic events and bottom water activities at the northeastern flank of Walvis Ridge: A correlation of seismic data with borehole data measurements.

- Beismann JO, Käse RH y Lutjeharms JRE. 1999. On the influence of submarine ridges on translation and stability of Agulhas rings, *Journal of geophysical research* 104: 7897-7906. doi: 10.1029/25 1998JC900127.
- Bauer K, Neben S, Schreckenberger B, Emmermann R, Hinz K, Fechner N, Gohj K, Schulze A, Trumbull RB y Weber K. 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research* 105, B11: 25829-25853 p.
- Baum SK. 2004. Glossary of physical oceanography and related disciplines. In: Morozov EG, Demidov AN, Roman D, Tarakanov Y y Zenk W (Eds.), *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows*. Springer. 2010. Capítulo 2: 37 p. doi:10.1007/978-90-481-9358-5
- Berner RA. 1991. A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 291: 339-376 p.
- Berner RA, Lasaga AC y Garrels RM. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science* 283: 641-683 p.
- Beutel EK. 2005. Stress-induced seamount formation at ridge-transform intersections. In: G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. and D.L. Anderson. (eds). *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America, Special Paper 388: 581-593.
- Boebel et al., 1999 Boebel O, Schmid C y Zenk W. 1999. Kinematic elements of Antarctic Intermediate Water in the western South Atlantic. *Deep-Sea Research Part II* 46: 355-392 p.
- Boyer D, Cole J y Bartholome C. 2000. South western Africa: Northern Benguela Current region. *Marine Pollution Bulletin* 41: 123-140 p.
- Bauer K, Neben S, Schreckenberger B, Emmermann R, Hinz K, Fechner N, Gohl K, Schulze A, Trumbull RB y K. Weber. 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research* 105. B11: 25829-25853 p.
- Bralower TJ, Zachos JC, Thomas E, Parrow M, Paull CK, Kelly DC, Premoli Silva I, Sliter WB y Lohmann KC. 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at Ocean Drilling Program Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography* 10 (4): 841-865 p. doi:10.1029/95PA01143
- Bralower TJ, Thomas DJ, Zachos JC, Hirschmann MM, Röhl U, Sigurdsson H, Thomas E y Whitney DL. 1997. High-resolution records of the late Paleocene Thermal Maximum and circum-Caribbean volcanism: is there a causal link?. *Geology* 25 (11): 963-966 p. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0963:HRROTL>2.3.CO;2

- Bralower TJ, Premoli Silva I, Malone MJ, et al., 2002. Proc. ODP. Initial Reports. 198: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.198.2002
- Broecker W.S. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4 (2): 79-89 p.
- Byrne D, Gordon A y Haxby W. 1995: Agulhas eddies: A synoptic view using Geosat ERM data. *Journal of Physical Oceanography* 25, 902-917 p.
- Butzin M, Lohmann G y Bickert T. 2011. Miocene ocean circulation inferred from marine carbon cycle modeling combined with benthic isotope records, *Paleoceanography* 26: 1203 P. 30 doi:10.1029/2009PA001901

C

- Caldeira C., Rampino MR, Volk T y Zachos JC. 1990. Biochemical modeling at mass extinction boundaries: Atmospheric carbon dioxide and ocean alkalinity at the K/T boundary. In: E.G. Kauffman and O.H. Walliser (eds). *Extinction Events in Earth History* 333-345 p. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Carmack EC. 1977. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. In M. Angel (Ed.). *A Voyage of Discovery: George Deacon 70th anniversary volume*. Deep-Sea Research, 24(Suppl.) 15-41 p. Pergamon, Oxford.
- Chave AD. 1984. Lower Paleocene-Upper Cretaceous magnetostratigraphy, Sites 525, 527, 528 y 529. In T.C. Moore et al., (eds.). *Deep Sea Drilling Project Leg 74. Initial Report*. DSDP 74: 525-531 p.
- Class C y Roex AP. 2006. Continental material in the shallow oceanic mantle – How dose it get there? *Geology* 34: 129-132 p.
- Clemson J. 1997. Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin. Unpubl. Ph.D. Thesis. Univ. London. 246 pp.
- Clemson J, Cartwright J y Booth J. 1997. Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin. *Journal of the Geological Society of London* 154: 477-482 p.
- Clemson J, Cartwright J y Zwart R. 1999. The Namib Rift: a rift system of possible Karoo age, offshore Namibia. In: Cameron, N.R., Bate R.H., y Clure, V.S., (Eds). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. The Geological Society. London 381-402 p.
- Connary SD y Ewing M. 1974. Penetration of AAW from the Cape Basin into the Angola Basin. *Journal of Geophysical Research* 79: 463-469 p.

D

- Dalziel IWD. 1991. Pacific margins of Laurentia y East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence y implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* 19: 598-601 p.
- Das P, Iyer SD y Kodagali VN. 2007. Morphological characteristics and emplacement mechanism of the seamounts in the Central Indian Ocean Basin. *Tectonophysics* 443: 1-18 p.
- D'Hondt S y Keller G. 1991. Some patterns of planktic foraminiferal assemblage turnover at the Cretaceous Tertiary boundary. *Mar. Micropaleontol.* 17 (1–2): 77-118 p. doi:10.1016/0377-8398(91)90024-Z
- D'Hondt S, King J y Gibson C. 1996. Oscillatory marine response to the Cretaceous–Tertiary impact. *Geology* 24(7): 611-614 p. doi:10.1130/0091-7613(1996) 024<0611:OMRTTC> 2.3.CO;2
- D'Hondt S, Donaghay P, Zachos JC, Luttenberg D y Lindinger M. 1998. Organic carbon fluxes and ecological recovery from the Cretaceous–Tertiary mass extinction. *Science* 282 (5387): 276-279 p. doi:10.1126/science.282.5383.276
- de las Heras M.M y Schlitzer R. 1999. On the importance of intermediate water flows for the global ocean overturning. *Journal of geophysical research* 104:15515-15536 p.
- de Ruijter WPM, Biastoch A, Drijfhout SS, Lutjeharms JRE, Martano RP, Pichevin T, Van Leeuwen PJ y Weijer W. 1999. Indian-Atlantic interocean exchange: dynamics, estimation, and impact. *Journal of Geophysical Research* 104: 20885-20910 p.
- Demidov AN. 2003. Distinguishing the intermediate and deep water masses in the South Atlantic. In: Morozov EG, Demidov AN, Roman D, Tarakanov Y y Zenk W (Eds.), *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows*. Springer. 2010. Capítulo 2: 36-41 p. doi:10.1007/978-90-481-9358-5
- Detrick RS y Watts AB. 1979. An analysis of isostasy in the world's oceans: 3. Aseismic ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. *Journal of geophysical research* 84(B7): 3637-3653 p. doi: 10.1029/JB084iB07p03637
- Dickens GR, O'Neil JR, Rea DK y Owen RM. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10(6): 965-972 p. doi:10.1029/95PA02087
- Dickens GR, Castillo MM y Walker JCG. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology* 25(3): 259-262 p. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2

- Diester-Haass L, Meyers PA y Rothe P. 1990. Miocene history of the Benguela Current and Antarctic ice volumes: evidence from rhythmic sedimentation and current growth across the Walvis Ridge (Deep Sea Drilling project sites 362 and 532), *Paleoceanography* 5: 685–707 p.
- Donners J y Drijfhout SS. 2004. The Lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results. *Journal of Physical Oceanography* 34: 1019-1035 p.
- Ducet N, LeTraon PY y Reverdin G. 2000. Global high resolution mapping of ocean circulation from OPEX/Poseidon y ERS-1 y -2. *Journal of Geophysical Research* 105: 19477-19498 p.

E

- Eldholm O y Thomas E. 1993. Environmental impact of volcanic margin formation. *Earth and Planetary Science Letters* 117: 319-329 p.
- Eldholm O, Skogseid J, Planke S y Gladczenko TP. 1995. Volcanic margin concepts. In E. Banda, M. Talwani and M. Torné (eds). *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, NATO ASI Series Volume, Kluwer Acad. Publs. 1-16 p.
- Elliot GM, Berndt C y Parson LM. 2009. The SW African volcanic rifted margin and the initiation of the Walvis Ridge, South Atlantic. *Marine Geophysical Researches* 30: 207-214 p. doi: 10.1007/s11001-009-9077-x
- Emery KO. 1974. Pagoda structures in marine sediments. In: Kaplan, I.R. (Ed.), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum, New York, 309-317 p.
- Emery KO y Uchupi E. 1984. *The Geology of the Atlantic Ocean*. 2 vols. Springer-Verlag, New York 1050 p.
- Emery KO, Uchupi E, Brown CO, Phillips J y Simpson ESW. 1975. Continental margin off western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South West Africa). *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 59, 3-59 p.
- England MH, Garcon VC y Minster JF. 1994. Chlorofluorocarbon uptake in a World Ocean model, 1. Sensitivity to the surface gas forcing. *Journal of geophysical research* 99: 25215-25233 p.
- Ercilla G, Juan C, Hernández-Molina FJ, Bruno M, Estrada F, Alonso B, Casas D, Farran M, Llave E, García M, Vázquez JT, D'acreMont E, Gorini C, Palomino D, Valencia J, El MouMni B y Ammar A. 2016, Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: an example from the Alboran Sea. *Marine Geology* 378: 157-170 p.
- Erlank AJ, Marsh JS, Duncan AR, McG. Miller R, Hawkesworth CJ, Betton PJ y Rex DC. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Special Publication Geological Society of South Africa* 13: 195-245 p.

- Ernesto M, Marques LS, Piccirillo EM, Molina EC, Ussami N, Comin-Chiaramonti P y Bellieni G. 2002. Paraná magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 15-36 p.
- Estes R y Hutchinson JH. 1980. Eocene lower vertebrates from Ellesmere Island, Canadian Arctic archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30: 325-347 p.

F

- Fairhead JD y Wilson M. 2005. Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: do we need deep mantle plumes? In: G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson (eds.). *Plates, Plumes, and Paradigms*. In: Geological Society of America Special Paper 388: 537-553 p.
- Faugères JC, Stow DAV, Imbert P y Viana AR. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162: 1-38 p.
- Fu LL. 1981. The general circulation y meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. *Journal of Physical Oceanography* 11: 1171-1193 p.

G

- García-Gil S, Cartelle V, de Blas E, de Carlos A, Díez R, Durán R, Ferrín A, García-Moreiras I, García-García A, Iglesias J, Martínez-Carreño N, Muñoz Sobrino C y Ramírez-Pérez A. 2015. Gas somero en el margen continental Ibérico. *Boletín Geológico y Minero* 126 (2-3): 575-608 p. ISSN: 0366-0176.
- Garnier E, Verron J y Barnier B. 2002. Variability of the South Atlantic upper ocean circulation: a data assimilation experiment with 5 years of TOPEX/ Poseidon altimeter observations. *International Journal of Remote Sensing* 24: 911-934 p.
- Garzoli SL y Gordon AL. 1996. Origins y variability of the Benguela Current. *Journal of Geophysical Research* 10: 897-906 p.
- Garzoli SL y Matano R. 2011: The South Atlantic y Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Deep Sea Research II* 58: 1837-1847 p. doi: 10.1016/j.dsr2.2010.10.063
- Garzoli SL, Gordon AL, Kamenkovich V, Pillsbury D y Duncombe-Rae C. 1996. Variability y sources of the south eastern Atlantic circulation. *Journal of Marine Research* 54: 1039-1071 p.

- Garzoli SL, Goni GJ, Mariano AJ y Olson DB. 1997. Monitoring the upper southeastern Atlantic transports using altimeter data. *Journal of Marine Research* 55: 453-481 p.
- Gerrard I y Smith GC. 1982. Post Palaeozoic succession and structure of the south-western African Continental Margin. In: Watkins. J.S., y Drake. C.L., (eds). *Studies in Continental Margin Geology*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 34: 49–74 p.
- Gibson SA, Thompson RA, Dickin AP y Leonardos OH. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood basalts genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 149-165 p.
- Gibson SA, Thompson RA, Day JA, Humphris SE y Dickin AP. 2005. Melt generation processes associated with Tristan da Cunha plume: constraints on the origin of the EM-I. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 749–767.
- Gladczenko TP, Hinz K, Eldholm O, Meyer H, Neben S y Skogseid J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of Geological Society London* 154: 465-470 p.
- Gladczenko TP, Skogseid J y Eldholm O. 1998. Namibia volcanic margin. *Marine Geophysical Research* 20: 313-341.
- Goni GJ, Garzoli SL, Roubicek AJ, Olson DB y Brown OB. 1997. Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSEIDON satellite altimeter data. *Journal of Marine Research* 55 (5): 861-883 p.
- Gordon A L. 1981. South Atlantic thermocline ventilation. *Deep-Sea Research, Part A* 28: 1239-1264 p.
- Gordon AL. 1986. Inter-ocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*. 91: 5037-5046 p.
- Gordon AL. 1989. Brazil–Malvinas Confluence in 1984. *Deep-Sea Research* 36: 359-384 p.
- Gordon AL, Weiss RF, Smethie WM y Warner M.J. 1992. Thermocline y intermediate water communication between the South-Atlantic y Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research Oceans* 97 (C5): 7223-7240 p.
- Gray DR, Foster DA, Goscombe B, Passchier CW y Trouw RAJ. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of the Pan-African Damara Orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution. *Precambrian Research* 150 (1): 49-72 p.
- Grigg S y Holbrook N. 2001. The impact of polynyas on the stability of the thermohaline circulation as simulated in a coupled ocean-atmosphere-sea ice box model, *Geophysical Research Letters* 28 (5) 767-770 p.
- Grill H. 1996. The Permo-Carboniferous glacial to marine Karoo record in southern Namibia: sedimentary facies and sequence stratigraphy. Ph.D. Thesis, Univ. Würzburg, 129.

- Grütznér J, Uenzelmann-Neben G y Franke D. 2011. Variations in bottom water activity at the southern Argentine margin: indications from a seismic analysis of a continental slope terrace. *Geo-Marine Letters* 31: 405-417p.
- Grütznér J y Uenzelmann-Neben G. 2016. Contourites as indicators of Cenozoic bottom water intensities in the eastern Agulhas Ridge area, South Atlantic. *Marine Geology* 378:350-360 p. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.003>

H

- Haq BU, Hardenbol J y Vail PR. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235: 1156-1167 p.
- Heinrich S, Zonneveld KAF, Bickert T y Willems H. 2011. The Benguela upwelling related to the Miocene cooling events and the development of the Antarctic Circumpolar Current: evidence from calcareous dinoflagellate cysts. *Paleoceanography* 26: 3209 p. doi: 10.1029/2010PA002065
- Hernández-Molina F J, Larter RD, Rebesco M y Maldonado A. 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology* 228: 93-116 p.
- Hernández-Molina FJ, Llave E y Stow DAV. 2008. Continental slope contourites. En M.Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60: 379-407 p.
- Hernández-Molina FJ, Paterlini M, Violante R, Marshall P, De Isasi M, Somoza L y Rebesco M. 2009. Contourite depositional system on the Argentine slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37 (6): 507-510 p.
- Hinz K, Neben S, Schreckenberger B, Roeser HA, Block M, Souza KGD y Meyer H. 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup, *Marine and Petroleum Geology* 16(1): 1-25, doi:10.1016/S0264-8172(98)00060-9.
- Hoetzel S, Dupont LM y Wefer G. 2015. Miocene-Pliocene vegetation change in south-western Africa (ODP Site 1081, offshore Namibia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 423: 102-108 P.
- Hoffman PF. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout?. *Science* 252: 1409-1412 p.
- Hogg NG y Owens WB. 1999. Direct measurement of the deep circulation within the Brazil Basin. *Deep-Sea Research II* 46: 335-353 p.

- Holfort J, Siedler G. 2001. The meridional oceanic transports of heat y nutrients in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 31: 5-29 p.
- Holtar E y Forsberg AW. 2000. Postrift development of the Walvis Basin, Namibia: results from the exploration campaign in Quadrant 1911. In: M.R. Mello & B.J. Katz (eds). *Petroleum systems of South Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 73: 429-446 p.
- Hsü KJ, He Q, McKenzie JA, H. Weissert, Perch-Nielsen K, Oberhänsli H, Kelts K, LaBrecque J, Tauxe L, Krähenbühl U, Percival SF, Wright R, Karpoff AM, Petersen N, Tucker P, Poore RZ, Gombos AM, Pisciotto K, Carman Jr. MF y Schreiber E. 1982. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. *Science* 216 (4543): 249–256 p. doi:10.1126/science.216.4543.249

J

- Haxel JH y Dziak RP. 2005. Evidence of explosive seafloor volcanic activity from the Walvis Ridge, South Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters* 32 (L13609) 4pp. doi:10.1029/2005GL023205
- Jobe ZR, Lowe DR y Uchytel SJ. 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology* 28: 843-860 p.
- Johnson MA. 1989. Southern ocean surface characteristics from FGGE buoys. *Journal of Physical Oceanography* 19: 696-705 p.
- John CM, Karner GD y Mutti M. 2004. $\delta^{18}O$ and Marion Plateau backstripping: Combining two approaches to constrain late middle Miocene eustatic amplitude. *Geology* 32: 829-832 p.
- John CM, Karner GD, Browning E, Leckie M, Mateo Z, Carson B y Lowery C. 2011. Timing and magnitude of Miocene eustasy derived from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin. *Earth and Planetary Sciences Letters* 304: 455-467 p.
- Judd AG y Hovland M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research* 12 (10): 1081-1095 p.
- Jungslager EHA. 1999. Petroleum habitats of the Atlantic margin of South Africal. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic: Geological Society London. Special Publication* 153: 153-168 p.

K

- Kaiho K, Arinobu T, Ishiwatari R, Morgans HEG, Okada H, Takeda N, Tazaki K, Zhou G, Kajiura Y, Matsumoto R, Hirai A, Niitsuma N y Wada H. 1996. Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography* 11(4). 447-466 p.
- Kamenkovich V, Leonov Y, Byrne D, Gordon A y Nechaev D. 1996. On the influence of bottom topography on the Agulhas eddy. *Journal of Physical Oceanography* 26: 892-912 p.
- Karas C, Nürnberg D, Bahr A, Groeneveld J, Herrle JO, Tiedemann R y deMenocal PB. (2017). Pliocene oceanic seaways and global climate. *Scientific Reports* 7, 39842. <http://doi.org/10.1038/srep39842>.
- Keeling RF y Peng T. 1995. Transport of heat, CO₂, and O₂ by the Atlantic's thermohaline circulation. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 348:133-142 p.
- Keller G. 1980. Middle to late Miocene planktonic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the north and southeastern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology* 5:249-281 p.
- Keller Gy Barron JA. 1983. Paleoceanographic implications of the Miocene deep sea hiatuses. *Geological Society of America Bulletin* 94: 590-613 p.
- Kelly DC, Bralower TJ, Zachos JC, Premoli Silva I y Thomas E. 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology* 24: 423-426 p.
- Kelly DC, Nielsen TMJ, Mc Carren HK, Zachos JC y Röhl U. 2010. Spatiotemporal patterns of carbonate sedimentation in the South Atlantic: Implications for carbon cycling during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293: 30-40 p.
- Kennett JP y Stott LD. 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature (London, U. K.)*. 353 (6341): 225-229 p. doi:10.1038/353225a0
- Kennett JP, Houtz RE et al., 1974. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 29. Washington (U.S. Government) 29: 1197- 1975 p.
- Koch PL, Zachos JC y Gingerich PD. 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature (London, U. K.)* 358: 319-322 p. doi:10.1038/358319a0
- Koch PL, Zachos JC y Dettman DL. 1995. Stable isotope stratigraphy and palaeoclimatology of the Palaeogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 115(1-4): 61-89 p. doi:10.1016/0031-0182(94)00107-J

- Koltermann KP, Sokov AV, Tereschenkov VP, Dobroliubov SA, Lorbacher K y Sy A. 1999. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic. *Deep Sea Research II* 46:109-138 p.
- Krastel S, Behrmann JH, Völker D, Stipp M, Berndt C, Urgeles R, Chaytor J, Huhn K, Strasser M y Harbitz CB. (Eds.) 2014. *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. ISBN 978-3-319-00972-8
- Kroon D, Zachos JC y Leg 208 Scientific Party. 2007. Leg 208 synthesis: Cenozoic climate cycles and excursions. In: D. Kroon, J.C. Zachos and C. Richter (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results, 208*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1–55. doi: 10.2973/odp.proc.sr.208.201.2007

L

- Lambeck K, Roubya H, Purcella A, Sunc Y y Sambridgea M. 2009. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 10/2014, 111 (43).
- Lappo SS. 1984. On the origin of the northward cross-equatorial heat advection in the Atlantic Ocean. In: *Ocean-atmosphere interaction studies*. *Gidrometeoizdat*, Moscow, pp 125–129 [in Russian]; translated in Lappo SS (2006) *Clivar Exchanges* 11(2):28-10 p.
- Larson R y Ladd JW. 1973. Evidence for the Opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature* 246: 209 – 212 p. doi:10.1038/246209a0
- Larque L, Maamaatuaiahutapu K y Garcon VC. 1997. On the intermediate and deep water flow in the South Atlantic Ocean. *J Geophys Res* 102(C6): 12425–12440 p.
- Legeckis R y Gordon A. 1982. Satellite observations of the Brazil y Falkland Currents—1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*. 29(3A): 375-401 p.
- Light MPR, Maslanyj MP, Greenwood RJ y Banks NL. 1993. Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia. In: Williams. G.D. y Dobb. A. (eds). *Tectonic and seismic sequence stratigraphy*. The Geological Society. London. 163-191 p.
- Lourens LJ, Sluijs A, Kroon D, Zachos JC, Thomas E, Röhl U, Bowles J y Raffi I. 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature* (London, U. K.), 435(7045): 1083-1087 p. doi:10.1038/nature03814
- Luterbacher HP y Premoli I. 1964. Biostratigrafia del límite Cretaceo-Terziario nell' Appennino centrale. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 70: 67-117 p.

LL

- Llave E, Hernández-Molina FJ, Ercilla G, Roque C, Van Rooij D, García M, Juan C, Mena A, Brackenridge RE, Jané G, Stow DAV y Gómez-Ballesteros M. 2015. Bottom current processes along the Iberian continental margin. *Boletín Geológico y Minero* 126 (2-3): 219-256 p.

M

- Macdonald AM. 1996. The global ocean circulation: a hydrographic estimate y regional analysis. *Progress in Oceanography* 41: 281-382 p.
- Macdonald AM y Wunsch C. 1996. An estimate of global ocean circulation y heat fluxes. *Nature* 382: 436-439 p.
- Macrander A, Käse RH, Send U, Valdimarsson H y Jónsson S. 2007. Spatial and temporal structure of the Denmark Strait overflow revealed by acoustic observations. *Ocean Dynamics* 57:75–89. doi:10.1007/s10236-007-0101-x
- Mamayev OI. 1992. *Abyssal waters of the World Ocean*. IRO Publishers, Moscow [in Russian].
- Marchisiello P, Barnier B y de Miranda AP. 1998. A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic. Part II: meridional transports y seasonal variability. *Deep-Sea Research* 45: 573-608 p.
- Marion Jegen-Kulcsar. 2012. Short Cruise Report Maria S. Merian; Cruise No. MSM 20/2 Walvis Bay – Recife. January 17th, 2012 - February 22th.
- Martin-Chivelet J, Hernández-Molina FJ, Llave E y Fregenal M. 2010. Contornitas y Sistemas Deposicionales Contorníticos. In: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 971–1043 p.
- Marques L S, Dupré B y Piccirillo EM. 1999. Mantle source compositions of the Parana' Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics* 28: 439-458 p.
- Mascle J y Phillips JD. 1972. Magnetic quiet zones in the South Atlantic. *Nature* 240: 80-84 p.
- Maslanyj MP, Light MPR, Greenwood RJ y Banks NL. 1992. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 9: 590-601 p.
- Matano RP y Philander SGH. 1993. Heat y mass balances of the South Atlantic Ocean calculated from a numerical model. *Journal of geophysical research* 98: 977-984 p.

- McCartney MS. 1977. Subantarctic Mode Water. A Voyage of Discovery, edited by M.V. Angel, Pergamon, Tarrytown N.Y. 103-119 p.
- McCartney MS. 1982. The subtropical recirculation of Mode Waters. *Journal of Marine Research* supplement 4: 427-464 p.
- McCave IN y Tucholke BE. 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic, in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region, Decade of North American Geology*. Geological Society of America, Boulder M: 451-468 p.
- Mercier H y Speer KG. 1998. Transport of bottom water in the Romanche Fracture Zone and the Chain fracture zone. *Journal of Physical Oceanography* 28(5):779–790 p.
- Meyzen CM, Blichert-Toft J, Ludden JN, Humler N, Mevel C y Albarede F. 2007. Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature* 230: 42-43 p.
- Miller KG, Janecek TR, Katz ME y Keil DJ. 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography* 2: 741-761 p.
- Miller KG, Wright JD y Fairbanks RG., 1991. Unlocking the Ice House – Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of geophysical research* 96: 6829-6848 p.
- Miller KG, Liu C, Browning JV, Pekar SF, Sugarman PJ, Van Fossen MC, Mullikin L, Queen D, Feigenson MD, Aubry MP, Burckle LD, Powars D y Heibel T. 1996. Cape May site report. In Miller, K.G., et al., *Proc. ODP, Init. Repts., 150X (Suppl.)*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-28 p.
- Milner SC, Duncan AR y Ewart A. 1992. Quartz latite rheognimbrites of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology* 54: 200-219 p.
- Milner SC, Duncan AR, Ewart A y Marsh JS. 1994. Promotion of the Etendeka Formation to Group status: A new integrated stratigraphy. *Communs Geological Survey of Namibia* 9: 5-11 p.
- Milner SC, Duncan AR, Whittingham AM y Ewart A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69: 137-157 p.
- Mittelstaedt E, Ito G y Behn M. 2008. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism, *Earth and Planetary Science Letters* 266 (3–4):256-270p. doi:10.1016/j.epsl.2007.10.055

- Mohriak WU, Rosendahl BR, Turner JP y Valente SC. 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: M.A. Menzies, S.L. Klemperer, C.L. Ebinger and J. Baker (eds). Volcanic Rifted Margins: Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper 362: 159-202 p.
- Molinari RL, Johns E y Festa JF. 1990. The annual cycle of meridional heat flux in the Atlantic Ocean at 26° N. Journal of Physical Oceanography 20(3):476-482 p.
- Molinari RL, Fine RA y Johns E. 1992. The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic. Deep Sea Res 39:1967-1984 p.
- Monechi S. 1985. Campanian to Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy from the northwest Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 86. In: Heath, G.R., Burckle, L.H., et al., Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office) 86: 301-336 p.
- Moore TC, Rabinowitz PD, Borell PE, Shackleton NJ y Boersma A. 1984. History of the Walvis Ridge. In: Moore Jr., T.C., Rabinowitz, P.D., et al. (Eds.), Initial Re-ports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 74: 873-894 p.
- Moores EM. 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. Geology 19: 425-428 p.
- Morozov EG, Demidov AN, Roman D, Tarakanov Y y Zenk W. 2010. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows. Springer. Capítulo 2: 25-50 p. doi:10.1007/978-90-481-9358-5
- Müller RD, Roest WD, Royer JY, Gahagan LM y Sclater JG. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. Journal of Geophysical Research 102(B2). 3211–3214 p. doi: 10.1029/96JB01781
- Müller-Michaelis A, Uenzelmann-Neben G y Stein R., 2013. A revised Early Miocene age for the instigation of the Eirik Drift, offshore southern Greenland: evidence from high-resolution seismic reflection data. Marine Geology 340, 1–15 p.
- Muñoz A. 2005. Método de trabajo para la adquisición de datos con el sistema de sísmica paramétrica Topas PS 018. Informe Interno, Secretaría General de Pesca Marítima (SGPM, MAPA).
- Muñoz A, Acosta J, Palomo C, Herranz P, Sanz JL, Molinero J, Gómez R, Bécares MA y Uchupi E. 1997. Datos batimétricos y sísmicos en el ámbito de la investigación de la Zona Económica Exclusiva Española. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Almería, España.
-

N

- Nisancioglu K H, Raymo ME y Stone PH. 2003, Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway, *Paleoceanography* 18 (1): 1006, doi:10.1029/2002PA000767.
- Nof D, Gorder SV. 1999. A different perspective on the export of water from the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 29: 2285-2302 p.

O

- O'Connor J y Duncan R. 1990. Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research* 95 (B11): 17475-17502 p. doi: 10.1029/JB084iB07p03637
- O'Connor JM y Jokat W. 2015. Age distribution of Ocean Drill sites across the Central Walvis Ridge indicates plate boundary control of plume volcanism in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 424: 179-190 p.
- O'Connor JM y Jokat W. 2015. Open Access Tracking the Tristan-Gough mantle plume using discrete chains of intraplate volcanic centers buried in the Walvis Ridge. *Geology*, 43, 715-718. doi:10.1130/G36767.1
- O'Connor J, Jokat W, le Roex A, Class C, Wijbrans J, Kessling S, Kuiper K y Nebel O. 2012. Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes. *Nature Geoscience* 5: 735-738 p.
- Oberhänsli H. 1991. Upwelling signals at the northeastern Walvis Ridge during the past 500,000 years, *Paleoceanography* 6(1): 53-71 p.
- Orsi A H, Johnson GC y Bullister JL. 1999. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography* 43(1): 55-109 p.

P

- Pahnke K y Zahn R. 2005. Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science* 307: 1741-1746 p.
- Parsieglä N, Gohl K y Uenzelmann-Neben G. 2008. The Agulhas Plateau: Structure y evolution of a Large Igneous Province. *Geophysical Journal International* 174: 336-350 p. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03808.x
- Patterson SL. 1985. Surface circulation y kinetic energy distributions in the southern hemisphere oceans from FGGE drifting buoys. *Journal of Physical Oceanography* 15: 865-884 p.

- Peate D. 1997. The Parana-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (eds.) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100: 217-246 p.
- Peate D, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM, Rogers NW y Turner SP. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Parana' flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'-type mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology* 40: 451-473 p.
- Pekar SF, Christie-Blick N, Kominz M A y Miller K G. 2002. Calibration between glacial eustasy and oxygen isotopic data for the early icehouse world of the Oligocene. *Geology* 30: 903-906 p. doi:10.1130/0091-7613[2002]030<0903:CBEEFB>2.0.CO;2
- Peterson RG y Stramma L. 1987. Peterson, R. G., and L. Stramma, Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26: 1-7 p.
- Peterson RG y Stramma L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26: 1-73 p.
- Peterson RG, Stramma L y Kortum G. 1996. Early concepts y charts of ocean circulation. *Progress in Oceanography* 37: 1-115 p.
- Petrizzo MR. 2005. An early late Paleocene event on Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean (ODP Leg 198): evidence from planktonic foraminiferal assemblages. In: Bralower TJ, Premoli Silva I y Malone MJ(Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results. 198: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1-29 p. doi:10.2973/odp.proc.sr.198.102.2005
- Piccirillo EM, Civetta L, Petrini R, Longinelli A, Bellieni G, Comin-Chiaramonti P, Marques LS y Melfi AJ. 1989. Regional variations within the Parana' flood basalts (Southern Brazil): evidence for sub-continental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chemical Geology* 75: 103-122 p.
- Pickart RS, Straneo F, Moore GWK (2003) Is Labrador Sea Water formed in the Irminger Basin? *Deep Sea Research Part I* 50:23-52 p.
- Piola AR y Matano RP. 2001. The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents, *Encyclopedia of Ocean Sciences*. (Eds.). Steele JM, Thorpe SA y Turekian K. K., Academic Press 1: 340-34 p.
- Poole R y Tomczak M. 1999. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Research* 46: 1895-1921 p.

- Preu B, Hernández-Molina FJ, Violante R, Piola AR, Paterlini CM, Schwenk T, Voigt I, Krastel S y Spiess V. 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications, Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers 75: 157-174 p.
- Provost C, Escoffier C, Maamaatuaiahutapu K, Kartaviseff A y Garçon V. 1999. Subtropical mode Waters in the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104: 21033-21049 p.

Q

- Quartly GD y Srokosz MA. 2002. SST observations of the Agulhas y East Madagascar retroflections by the TRMM Microwave Imager. *Journal of Physical Oceanography* 32: 1585-1592 p.

R

- Rabinowitz PD. 1982. Gravity measurements bordering passive continental margins. In: Scrutton RA (ed.) *Dynamics of Passive Margins*. 97-112 p.
- Rabinowitz PD y LaBrecque J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84(B11): 5973–6002 p. doi: 10.1029/JB084iB11p05973
- Reason CJC, Allan RJ y Lindsay JA. 1996. Evidence for the influence of remote forcing on interdecadal variability in the southern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 101, 11867-11882.
- Reason CJC y Mulenga HM. 1999. Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the South West Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, 19, 1651–1673 p.
- Rebesco M y Stow DAV. 2001. Seismic Expression of Contourites and Related Deposits: A Preface. *Marine Geophysical Researches* 22: 303-308 p.
- Rebesco M. 2005. Contourites, in: *Encyclopedia of Geology*. (Eds.) Selley RC, Cocks LRM, Plimer IR. Elsevier, Oxford (4) 513–527 p.
- Rebesco M y Camerlenghi A, 2008. Late Pliocene margin development and mega debris flow deposits on the Antarctic continental margins: Evidence of the onset of the modern Antarctic Ice Sheet? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260: 149–167 p.
- Rebesco M, Camerlenghi A, VanLoon AJ. 2008. Contourite research: A field in full development, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60: 1-10 p.

- Rebesco M, Hernández Molina FJ, Van Rooij D y Wåhlin A. 2014, Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Marine Geology* 352:111-154 p.
- Reid JL, Nowlin WD y Patzert WC. 1977. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 7: 62-91 p.
- Reid JL. 1981. On the mid-depth circulation of the world ocean, in *Evolution of the physical Oceanography, scientific Surveys in honor of Henry Stommel*. (Eds.), .Warren BA and Wunsch C. 70-111 p. Cambridge, Mass.
- Reid JL. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers y transports. *Progress in Oceanography* 23: 149-244 p.
- Renne PR, Ernesto M, Pacca IG, Coe RS, Glen JM, Prévot M y Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258: 975-979 p.
- Renne PR, Deckart K, Ernesto M, Féraud G y Piccirillo EM. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil, and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 144: 199–211 p.
- Renne PR, Glen JM, Milner SC y Duncan AR. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology* 24: 659-662 p.
- Reymont RS. 1969. Ammonite biostratigraphy, continental drift oscillatory transgressions. *Nature, Lond.* 224, 137–40.
- Richardson PL y Garzoli SL. 2003. Characteristics of intermediate water flow in the Benguela Current as measured with RAFOS floats. *Deep Sea Research* 50: 87-118 p.
- Richardson PL, Phil L y Garzoli SL. 2003. Characteristics of Intermediate water flow in the Benguela Current as measured with RAFOS floats. *Deep Sea Research* 50: 87-118 p.
- Rintoul SR. 1991. South Atlantic interbasin exchange. *Journal of Geophysical Research* 96: 2675-2692 p.
- Rintoul SR. 1998. On the origin and influence of Adélie Land Bottom Water. In S. S. Jacobs and R. F. Weiss (eds.). In: *Ocean, Ice, Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*. Antarctic Research Series. Washington, DC: American Geophysical Union 75: 151–171 p.
- Robert C y Kennett J. 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. *Geology* 22: 211-214 p.

- Rohde JK, van den Bogaard P, Hoernle K, Hauff F y Werner R. 2012. Evidence for an age progression along the Tristan–Gough volcanic track from new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phenocryst phases. *Tectonophysics* 604: 60-71 p.
- Röhl U, Bralower TJ, Norris RD y Wefer G. 2000. New chronology for the Late Paleocene Thermal Maximum and its environmental implications. *Geology* 28(10): 927-930 p. doi:10.1130/0091-7613(2000)028<0927:NCFTLP>2.3.CO;2
- Röhl U, Westerhold T, Bralower TJ, Petrizzo MR y Zachos JC. 2004. An early late Paleocene global dissolution event and new constraints for an astronomically-tuned early Paleogene time scale. ICP VIII, 8th International Conference on Paleoceanography, Biarritz, France. 5–10 September, 2004.
- Röhl U, Westerhold T, Monechi S, Thomas E, Zachos JC y Donner B. 2005. The third and final early Eocene thermal maximum: characteristics, timing, and mechanisms of the “X” event. *Geological Society of America-Abstracts with Programs* 37(7): 264 p.
- Röhl U, Westerhold T, Bralower TJ y Zachos JC. 2006. Status of the duration of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM). In: F. Caballero, E. Apellaniz, J.I. Baceta, G. Bernaola, X. Orue-Etxebarria, A. Payros and V. Pujalte (Eds.). *Climate and Biota of the Early Paleogene*, Bilbao (Univ. Basque Country). 112.
- Rommerskirchen F, Condon T, Mollenhauer G, Dupont L y Schefuß E. 2011. Miocene to Pliocene development of surface and subsurface temperatures in the Benguela Current System, *Paleoceanography* 26: 3216 p. doi:10.1029/2010PA002074

S

- Sakariassen R. 2007. North Namibia margin: regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modelling. Master Thesis in Geosciences. Department of Geosciences, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo.
- Salters V y Sachi-Kocher A. 2010. An ancient metasomatic source for the Walvis Rige basalts. *Chemical Geology* 273: 151-167 p.
- Milner SC, Duncan AR, Ewart A y Marsh JS. 1994. Promotion of the Etendeka Formation to Group status: A new integrated stratigraphy. *Communs Geological Survey of Namibia* 9: 5-11 p.
- Schmitz, W.J., 1996. On the World Ocean Circulation, vol. 1. Some Global Features/North Atlantic circulation. Woods Hole Oceanographic Instituttón, Technical Report WHOI-96-03.
- Schouten MW, de Ruijter WPM, van Leeuwen PJ y Luthejarms JRE. 2000. Translation, decay, y splitting of Agulhas rings in the southeastern Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 105: 21913-21925 p.

- Schubel JR. 1974. Gas bubbles and the acoustically impenetrable, or turbid, carácter of some estuarine sediments. In; Kaplan, I.R. (ed.), *Natural Gases in Marine sediments*. Plenum, 275-298. Whiticar, M.J. 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Marine Geology* 182: 29-53 p.
- Schümann TK. 2002. The hydrocarbon potential of the deep offshore along the Argentine volcanic rifted margin - a numerical simulation. Doctoral Thesis RWTH Aachen 244 p.
- Shackleton NJ y Kennett JP. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In: J.P. Kennett and R.E. Houtz, Initial Report. DSDP 29: 743- 755 p.
- Shackleton N y Boersma A. 1981. The climate of the Eocene ocean. *The Geological Society. London* 138: 153-157 p.
- Shanmugam G. 2013. Modern internal waves and internaltides along oceanic pycnoclines, Challenges and implications for ancient deep-marine baroclinic sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97: 767- 811 p.
- Shannon LV. 1985. The Benguela Ecosystem, Part I. Evolution of the Benguela, physical features and processes. *Oceanography and Marine Biology* 23: 105-182 p.
- Shannon LV y Chapman P. 1991. Evidence of Antarctic bottom water in the Angola Basin at 32°S. *Deep-Sea Research. Part II* 38 (10). 1299-1304 p.
- Shannon LV y Nelson G. 1996. The Benguela: large scale features and processes and system variability. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.). *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 163–210 p.
- Shannon LV, Boyd AJ, Brundrit GB y Taunton-Clark J. 1986. On the existence of an El Nino-type phenomenon in the Benguela system. *Journal of Marine Research* 44: 495-520 p.
- Shillington FA. 1998. The Benguela upwelling system off southwestern Africa. In: Robinson AR y Brink KH (eds.). *The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses. The Sea* (11): 583-604, Wiley, New-York.
- Siedler G, Müller TJ, Onken R, Arhan M, Mercier H, King BA y Saunders PM. 1996. The South Atlantic: Present y past circulation. Edited by Wefer et al. Springer-Verlag, New York. 83-104 p.

- Siesser WG. 1980. Late Miocene origin of the Benguela Upwelling System off northern Namibia, *Science* 208: 283–285 p.
- Skogen MD. 1999. A biophysical model applied to the Benguela upwelling system. *South African Journal of Marine Science* 21: 235-249 p.
- Sloan LC y Rea DK. 1996. Atmospheric carbon dioxide and early Eocene climate -a general circulation modeling sensitivity study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119: 275-292 p.
- Sloyan BM, Rintoul SR. 2001. The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation. *Journal of Physical Oceanography* 31 (1): 143-173 p.
- Smythe-Wright D, Chapman P, Duncombe Rae C, Shannon LV y Boswell SM. 1998. Characteristics of the South Atlantic subtropical frontal zone between 15°W and 5°E. *Deep Sea Research Part I* 45: 167-192 p.
- Smythe-Wright D, Chapman P, Rae CD, Shannon LV y Boswell SM. 1998. Characteristics of the South Atlantic subtropical frontal zone between 15°W y 5°E, *Deep Sea Research Part I* 45: 167-192 p.
- Somoza L, León R, Medialdea T, Pérez LF, González FJ y Maldonado A. 2014. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. *Global and Planetary Change* 123: 359-373 p.
- Somoza L, León R, Medialdea T, Pérez LF, González FJ y Maldonado A. 2014. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica, *Global and Planetary Change*, Volume 123, Part B, 359-373. ISSN 0921-8181.
- Speich S, Blanke B, deVries P, Döös K, Drijfhout S, Ganachaud A, Marsh R. 2002. Tasman Leakage: a new route for the global conveyor belt. *Geophysical Research Letters* 29(10) 1416 p. doi:10.1029/2001GL014586
- Steph S, Tiedemann R, Prange M, Groeneveld J, Schulz M, Timmermann A, Nürnberg D, Rühlemann C, Saukel C y Haug GH. 2010. Early Pliocene increase in thermohaline overturning: A precondition for the development of the modern equatorial Pacific cold tongue, *Paleoceanography* 25: 2202 p. doi:10.1029/2008PA001645
- Stott LD y JP Kennett. 1989. New constraints on early Tertiary palaeoproductivity from carbon isotopes in foraminifera. *Nature (London, U.K.)* 342 (6249): 526-529 p. doi: 10.1038/342526a0
- Stott LD, Kennett JP, Shackleton NJ y Corfield RM. 1990. The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifera, ODP Leg 113. In P.F. Barker, J.P.

Kennett, et al. Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program) 113: 849-863 p. doi:10.2973/odp.proc.sr.113.187.

- Stow DAV, Faugères JC, Gonthier E, Cremer M, Llave E, Hernandez-Molina FJ, Somoza L, Diaz-Del-Rio V, 2002. Faro-Albufeira drift complex, northern Gulf of Cadiz, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugres, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society London 22:137-154 p.
- Stramma L y England M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research 104: 20863-20883 p.
- Stramma L y Peterson RG. 1989. Geostrophic transport in the Benguela Current region. Journal of Physical Oceanography 19: 1440-1448 p.
- Stramma L, Fischer J y Reppin J. 1995. The North Brazil Undercurrent. Deep Sea Research Part I 42: 773-795 p.
- Sverdrup HU, Johnson MW y Fleming RH. 1942. The Oceans. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. 1087 p.

T

- Talley LD. 1996. Antarctic intermediate water in the South Atlantic. In: Wefer, G. (Ed.) The South Atlantic: Present y Past Circulations. Springer-Verlag 219–238 p.
- Talwani M, Worzel JL y Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. Journal Geophysical Research 64: 49-59 p.
- Thierstein HR. 1982. Terminal Cretaceous plankton extinctions: a critical assessment. In Silver, L.T. and P.H. Schultz (Eds.). Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth. Geological Society of America - Special Paper 190: 385-399 p.
- Thomas E. 1990. Late Cretaceous-early Eocene mass extinctions in the deep sea. In: V.L. Sharpton and P.D. Ward (Eds.). Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality. Geological Society of America Special Paper 247: 481-495 p.
- Thomas E y Shackleton N. 1996. The Palaeocene–Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In R.W.O'B. Knox, R.M. Corfield and R.E. Dunay (Eds.). Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society Special Publication 101: 401-441 p.
- Tomczak M y Godfrey JS. 1994. Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon, 390 p.

- Torsvik TH, Rousse S, Labails C y Smethurst MA. 2009. South Atlantic reconstructions and the Aptian Salt Enigma. *Geophysical Journal International* 177: 1315-1333 p.
- Tsuchiya M, Talley LD y McCartney MS. 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (51S) northward across the equator. *Journal of Marine Research* 52: 55-81 p.

U

- Unesco. 1981a. The Practical Salinity Scale 1978 y the International Equation of State of Seawater 1980. *Technical Papers in Marine Science* 36: 25 p.
- Unesco. 1981b. Background papers y supporting data on the Practical Salinity Scale 1978. *Technical Papers in Marine Science* 37: 144 p.
- Unesco. 1985. The international System of Units (SI) in Oceanography. *Technical Papers in Marine Science* 45:124 p.
- Ussami N, Moreno CA, Soares LM y Ernesto M. 2012. Origin of the Rio Grande Rise-Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. *Geological Society Special Publications*. London, published online March 19, 2012. doi: 10.1144/SP369.10

V

- Vail PR y Hardenbol J. 1979. Sea-level changes during the Tertiary: *Oceanus* 22: 71-79 p.
- van Aken HM. 2000. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean I: The deep water masses. *Deep Sea Research* 47:757-788 p.
- van Aken HM y de Boer CJ. 1995. On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin. *Deep Sea Research I* 42(2):165-189 p.
- Vanicek M y Siedler G. 2002. Zonal fluxes in the deep water layers of the western South Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 32(8):2205-2235 p.
- Vincent E, Killingley JS y Berger WH. 1980. The Magnetic Epoch-6 carbon shift: a change in the ocean's $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio 6.2 million years ago. *Marine Micropaleontology* 5:185-203 p.
- Vivier F y Provost C. 1999. Direct velocity measurements in the Malvinas Current. *Journal of Geophysical Research* 104: 21083-21103 p.

W

- Wedepohl PM, Lurjeharms JRE y Meeuwis JM, 2000. Surface drift in the south-east Atlantic Ocean. *South African Journal of Marine Science* 22: 71-79 p.
- Weijer W, de Ruijter WPM, Sterl A y Drijfhout SS. 2002. Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. *Global Planet Change* 34: 293-311 p.
- White RS y McKenzie DP. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* 94: 7685-7729 p.
- Whiticar MJ. 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Marine Geology* 182: 29-53 p.
- Whitworth III T, Orsi AH, Kim SJ, Jr Nowlin WD y Locarnini RA. 1998. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front. In S. S. Jacobs and R. F. Weiss (Eds.). In: *Ocean, Ice, Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*. Antarctic Research Series. Washington, DC: American Geophysical Union 74: 1-27 p.
- Willson M. 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? *Geological Society, London, Special Publications* 68: 241-255 p.
- Wolfe JA. 1980. Tertiary climates and floristic relationships at high latitudes in the Northern Hemisphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30: 313-323p.
- Woodruff F y Douglas RG. 1981. Response of deep-sea foraminifera to Miocene paleoclimatic events, DSDP Site 289. *Marine Micropaleontology* 6: 617-632 p.
- Woodruff F, Savin SM y Douglas RG. 1981. Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science (Washington, D.C)* 212: 665-668 p.
- Worthington LV y Volkmann GH. 1965. The volume transport of the Norwegian Sea Overflow Water in the North Atlantic. *Deep Sea Research* 12:667-676 p.
- Wüst G. 1936. Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Wiss. Ergebnisse Deut. Atlantik Expeditionen Meteor* 6(1): 3-107 p.

Y

- You Y. 2002. Quantitative estimate of Antarctic Intermediate Water contributions from Drake Passage and the southwest Indian Ocean to the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 107: 3031 p. doi:10.1029/2001JC000880

Z

- Zachos JC y Arthur MA. 1986. Paleocyanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: inferences from stable isotopic and other data. *Paleocyanography* 1: 5-26 p.
- Zachos JC, Arthur MA y Dean WD. 1989. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature (London, U. K.)* 337 (6202): 61-64 p. doi:10.1038/337061a0
- Zachos JC, Breza JR y Wise SW. 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology* 20: 569-573 p.
- Zachos JC, Stott LD y Lohmann KC. 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleocyanography* 9(2): 353-387 p. doi: 10.1029/93PA03266
- Zachos JC, Kroon D, Blum P, Bowles J, Gaillot P, Hasegawa T, Hathorne EC, Hodell DA, Kelly DC, Jung HJ, Keller SM, Lee YS, Leuschner DC, Liu H, Lohmann KC, Lourens LJ, Monechi S, Nicolo M, Raffi I, Riesselman C, Röhl U, Schellenberg SA, Schmidt D, Sluijs A, Thomas D, Thomas E y Vallius H. 2004. Early Cenozoic Extreme Climates: The Walvis Ridge Transect. *Proc. Ocean Drill. Program Initial Report*. 208. U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C. doi:10.2973/odp.proc.ir.208

Anexo I

PROCESADO DE LOS DATOS DE BATIMETRÍA CON EL PROGRAMA *CARIS[®] HIPS and SIPS*

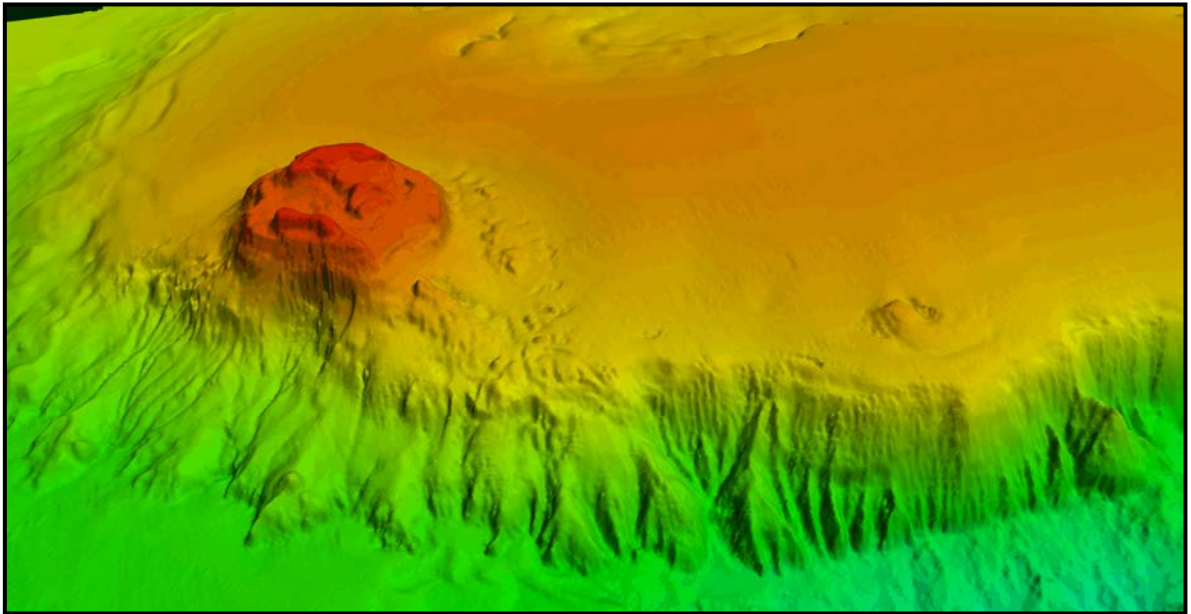


Imagen del Monte submarino de Valdivia Norte

CARIS HIPS 8.1.2

Los datos de batimetría han sido procesados con el programa *CARIS® HIPS and SIPS* versión 8.1.2.

A continuación se indican los pasos seguidos para el procesamiento de los datos.

1. Crear un archivo de barco.

El archivo de barco fue proporcionado por Simrad® Spain, responsable del soporte y mantenimiento de los equipos de Kongsberg Maritime® a bordo de B/O Vizconde de Eza. Para cerciorarnos de que ningún parámetro había variado, los datos del archivo de barco proporcionado por Simrad® fueron comparados con los datos registrados en las cabeceras de los datos raw adquiridos. En este archivo, se presenta la información de los sensores en el momento del levantamiento batimétrico, adquiridos en nuestro caso con la el programa Mermaid de Simrad®.

El archivo que generamos (.hvf) contiene información necesaria para combinar todos los datos de los sensores y crear así un registro final de posición/profundidad.

2. Configuración del proyecto y conversión de los datos brutos.

Para crear el proyecto necesitamos adjudicarle un nombre, indicarle con que fichero de barco vamos a trabajar, adjudicarle una proyección y asignarle los días de trabajo. La proyección empleada en la zona de tesis ha sido: Sistema de Coordenadas Geográficas, WGS84, UTM 32S.

3. Editar y corregir los datos de los sensores de posición.

Una vez cargados los datos se comprueba mediante los módulos "*Navigation Editor*" y "*Attitude Editor*" que las correcciones aplicadas por el software de adquisición de SIMRAD son correctas, con respecto al movimiento de la embarcación (*Gyro, Heave, Pitch* y *Roll*) y la navegación. Si se detectase algún error, se podría editar desde estos módulos.

4. Cargar datos de marea y corrección de la velocidad del sonido en el caso que algún archivo tuviese algún problema.

Durante el desarrollo las campañas, se realizaron diversos perfiles de velocidad del sonido y CTDs. Los datos de sonido fueron integrados en la estación de trabajo donde opera la ecosonda, para que las diferentes perturbaciones sufridas en la columna de agua durante la adquisición de los datos sean corregidas al instante.

La velocidad de sonido puede variar continuamente y de forma muy brusca en la columna de agua, y sobre todo, si nos encontramos en zonas someras, como es la cima del monte submarino de Valdivia Este. Caris permite observar si las correcciones aplicadas durante la adquisición fueron efectivas, y en caso contrario, se puede volver a corregir esos datos a partir de los perfiles realizados durante las campañas. También se puede crear y editar estos perfiles de velocidad de sonido a partir del módulo "*SVC*" (*Sound Velocity Correction*).

Durante el procesamiento de los datos fue necesario utilizar el SVC, debido a que se observaron cambios bruscos de velocidad de sonido.

5. Combinar datos de posición y profundidad.

Después de comprobar la corrección de la velocidad del sonido se procede a combinar los cálculos de profundidad y de posición. En este proceso se combina toda la información de los desplazamientos verticales y horizontales necesarios para producir una profundidad y localización para la sonda. Esta información incluye:

- Profundidad observada
- Navegación
- Girocompás
- Marea (en el caso de disponer de datos)
- Parámetros de calibración
- Coeficientes de refracción
- Datos de movimiento (movimiento vertical, cabeceo y balanceo)
- Línea de flotación
- Calado dinámico

6. Crear imágenes a partir de mallas (Superficies BASE) con efecto de iluminación solar.

En primer lugar se genera la hoja de campo (*Fieldsheet*) donde se incluye toda la zona prospectada. Las hojas de campo tienen dos propósitos en HIPS, habilitan la creación de *superficies BASE* y también se utilizan para la generación de mapas en los diferentes módulos de CARIS.

Para generar la superficie base se ha utilizado el método denominado "*Swath Angle*". La técnica de la superficie base modela la geometría con que se adquirieron los datos de tres formas:

- Radio de influencia variable

El radio de influencia de cada sonda se calcula a partir del ancho del haz del tipo de sonar seleccionado y por lo tanto se incrementará con la profundidad. El radio de influencia también se incrementará con el ángulo de contacto del haz a medida que se aleja del nadir.

- Ponderación de la distancia

Se aplica una función de peso para cada sonda la cual disminuye con la distancia desde el nodo. La magnitud del peso aplicado a cada sonda en un nodo es inversamente proporcional a la distancia desde el nodo. Esto está diseñado para reducir los efectos, en la creación de la *superficie BASE*, de las sondas más distantes.

- Peso del ángulo de contacto (incidencia)

Los errores en los datos multihaz tienden a incrementar en magnitud en los haces exteriores de las bandas de sondaje debido a la larga trayectoria del haz. Este esquema de ponderación se define por el usuario. Por defecto, a medida que el ángulo de contacto con el fondo disminuye hacia el límite de la banda de sondaje, el peso del ángulo de contacto aplicado a la sonda también disminuirá.

El peso del ángulo de contacto permite proveer un mecanismo para ponderar preferentemente la porción interior de la banda de sondajes y reducir los efectos de las sondas provenientes de los haces exteriores.

7. Edición de sondas con el módulo "*Swath Editor*" y eliminación de datos erróneos.

Con el módulo “*Swath Editor*” se editan las bandas de sondeo. Nos proporciona diferentes vistas en 2D y 3D (Fig. AI.1). A partir de las diferentes vistas, se puede seleccionar, aceptar, hacer búsquedas y eliminar los datos erróneos.

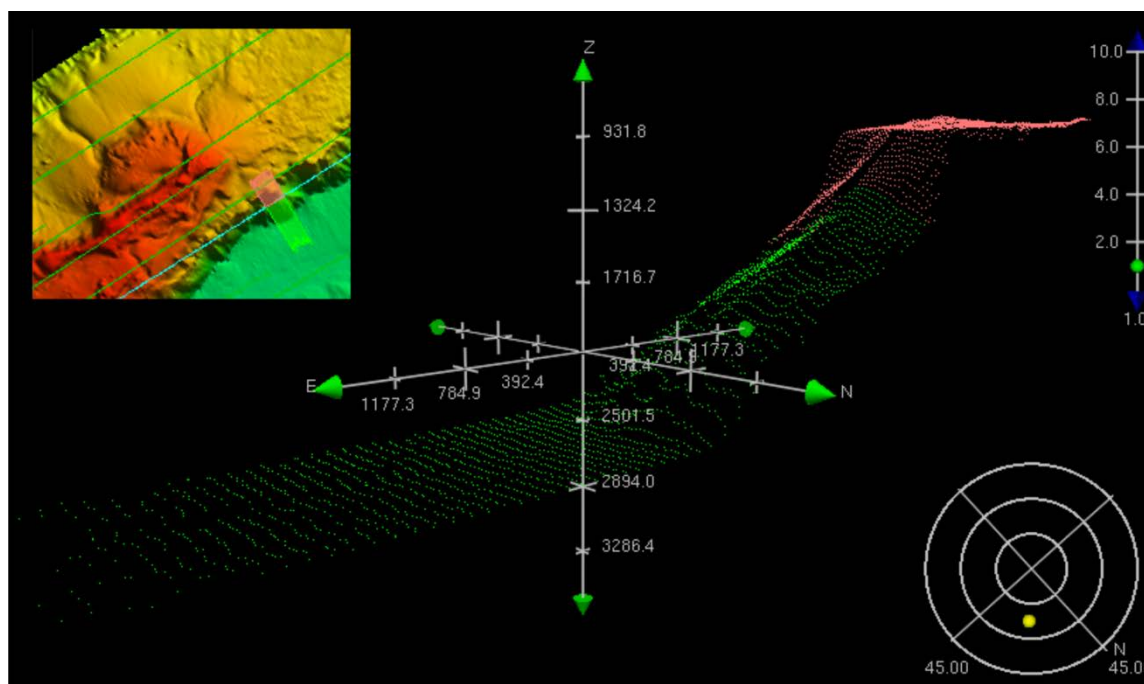


Figura AI.1. Módulo Swath Editor en modo 3D.

También nos permite aplicar 3 tipos de filtros a las bandas de sondeo:

- *Spike Detection*. Diseñado para marcar profundidades de sondas que no son físicamente posibles dado el conocimiento que tenga el usuario de la topografía y morfología general del fondo marino.
- *Swath Reduction*. Diseñado para marcar sondas cuya ubicación registrada dentro del ancho de la banda de sondeo se considera redundante o fuera de los límites típicos de exactitud o dependencia requeridos.
- *Sonar Quality Flags*. Diseñado para usar las marcas de calidad generadas por el procesador de señales del sonar como indicadores de potenciales puntos con valores incorrectos.

8. Edición de sondas con el módulo “*Subset Editor*” y eliminación de spikes.

Con el módulo “*Subset Editor*” se subdivide el levantamiento por áreas y se examinan todas las sondas dentro de cada área. El área llamada *subset*, se edita con esta herramienta de edición espacial. Este módulo nos permite examinar y editar los datos de sondas de todas las líneas juntas. Nos proporciona diferentes vistas en 2D y 3D (Figs. AI.2 y AI.3). A partir de estas diferentes vistas podemos seleccionar, aceptar y rechazar las sondas eliminando así los datos incorrectos.

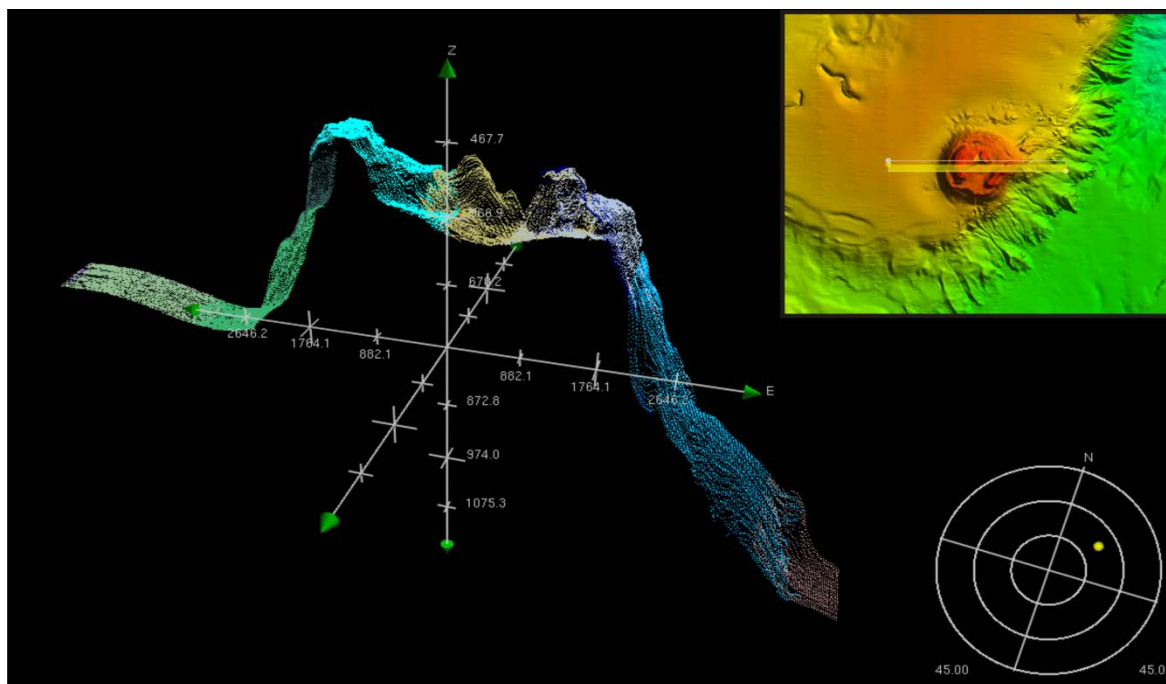


Figura AI.2. Módulo Subset Editor en modo 3D.

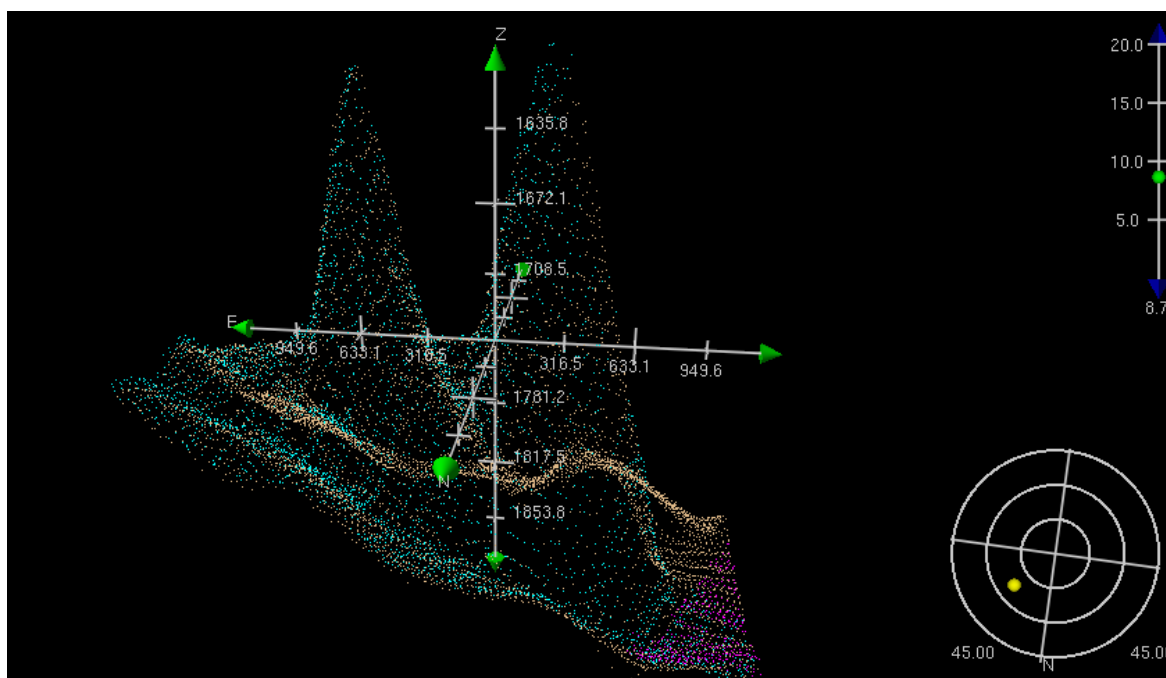


Figura AI.3. Módulo Subset Editor en modo 3D.

Este módulo proporciona una gran ayuda a la hora de eliminar el ruido en la zona de solape entre dos líneas diferentes.

9. Generación de nuevas mallas a partir de los datos limpios de ruido.

Una vez finalizada la limpieza de los datos, tanto en el Swath como en el Subset, se genera otra malla para ver los cambios obtenidos.

Al comparar las dos superficies, pre y postprocesado, se observa que los datos mejoran bastante. Para ello, fue necesario aplicar cambios en los archivos de velocidad de sonido, aplicar refracción cuando los perfiles de velocidad de sonido no han podido disminuir las deformaciones de los haces, modificar el calado de las líneas posterior a la refracción y finalmente, una laboriosa y extensa limpieza manual (Swath y Subset).

A continuación se muestran las diferentes superficies bases con los datos brutos y con los datos limpios (Fig. AI.4):

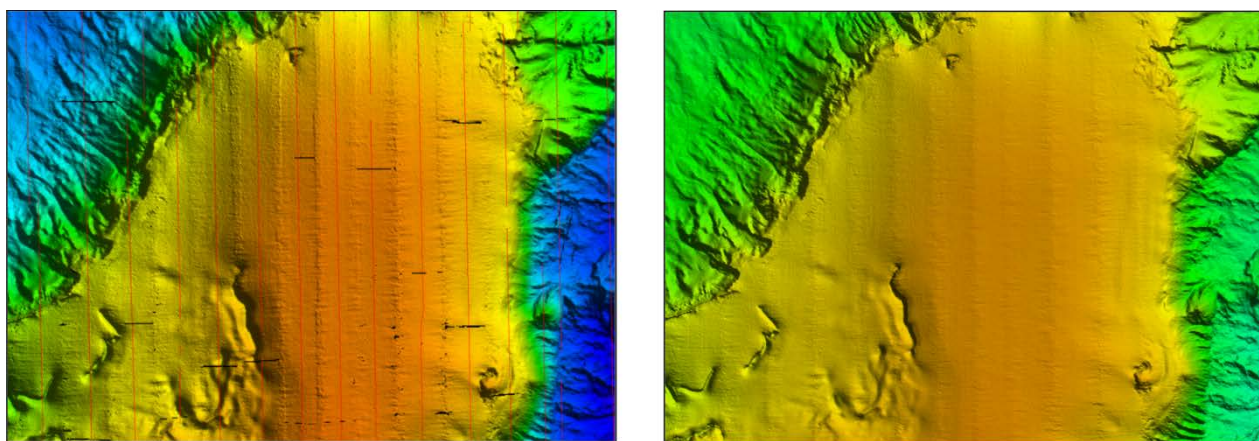


Figura AI.4. En estas imágenes se pueden observar los datos brutos (a la izquierda) y los datos una vez han sido procesados (a la derecha).

10. Exportación de datos (sondas, isobatas e imágenes).

Una vez terminado el procesamiento de los datos, se exportan los valores de las sondas aceptadas, las mallas e imágenes georreferenciadas generadas con el programa, en diferentes formatos para ser incorporados a otros programas para su posterior interpretación.

La superficie base fue exportada al programa ArcGis® donde se generaron los Modelos Digitales del Terreno (MDT) de profundidad (Fig. AI.5), sombras (hillshade), aspecto, pendiente, rugosidad, curvatura y perfil de curvatura, además de las isobatas cada 20 m, 50 m y 100 m.

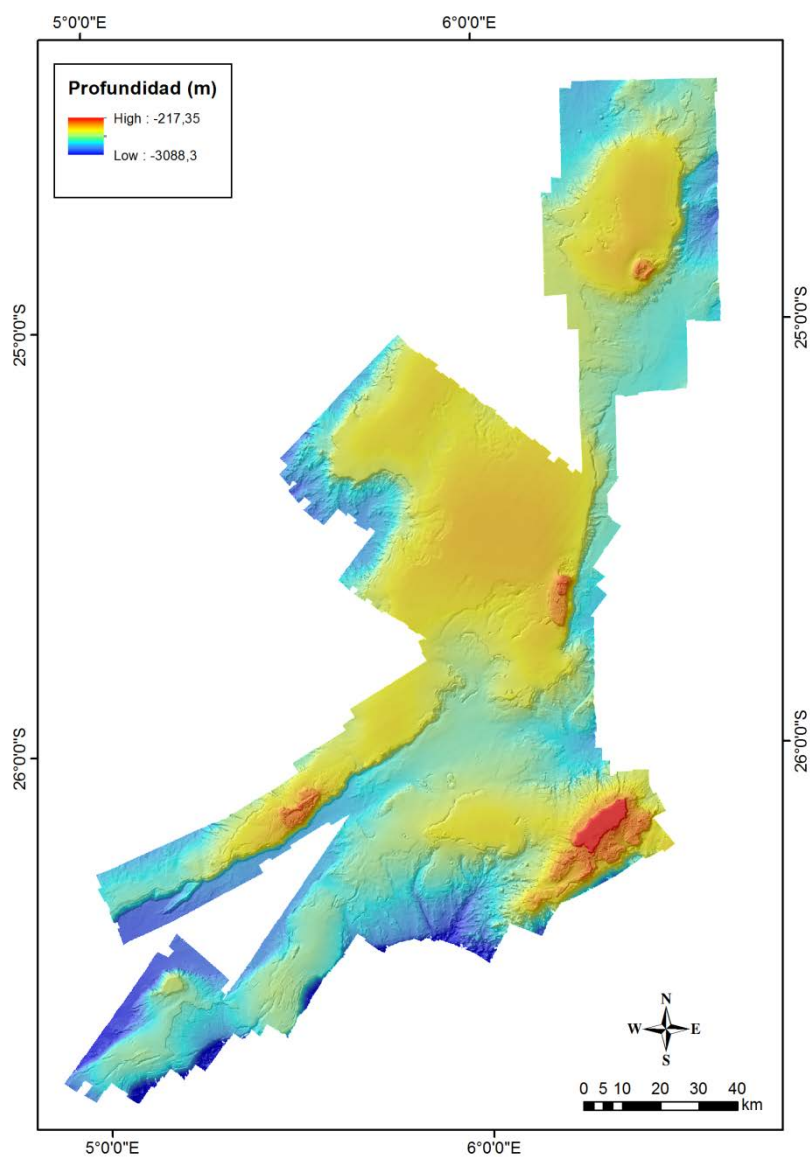


Figura AI.5. Modelo digital de terreno generado en ArcGis a través de la superficie base de Caris.

Anexo II

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS

ADQUISICIÓN y DESCRIPCIÓN

En este anexo se indican los parámetros morfométricos utilizados para elaborar la descripción de los montes submarinos integrados en el área de estudio. Para ello es necesario detallar el criterio de medida de cada uno de ellos

En este anexo se adjunta información adicional concerniente a los parámetros morfométricos utilizados, así como una descripción detallada y el método de obtención de cada uno.

A. Definición de conceptos necesarios para la obtención de determinados parámetros morfométricos:

Línea basal: Esta línea hace referencia al límite entre la base del monte submarino y el área colindante que no forma parte de él. Esta línea ha sido definida, siguiendo el límite basal del monte, con ayuda del mapa de pendientes.

Superficie basal: Una vez que ha sido definida la línea basal, podemos obtener la superficie basal. Esta superficie es básica para calcular el volumen de la estructura, dado que se utilizará como la superficie base del monte.

Techo: Es el área que delimita la parte superior del monte submarino y se establece en base al mapa de pendientes e isobatas.

Línea del techo: Esta línea hace referencia al límite entre los flancos del monte y el techo del mismo. Esta línea ha sido establecida separando los fuertes gradientes de pendiente que caracterizan los flancos, de los bajos gradientes de pendiente que determinan el techo.

La cima: Es el punto más somero del monte submarino.

B. Medida de los parámetros:

Longitud de la base (L_b): se considera el eje máximo de la superficie basal.

Anchura de la base (An_b): medida máxima del eje perpendicular a la longitud basal.

Longitud del techo (L_t): se considera el eje máximo de la superficie del techo.

Anchura del techo (An_t): medida máxima del eje perpendicular a la longitud del techo.

Profundidad máxima (H_M): profundidad máxima alcanzada en la base del monte submarino.

Profundidad mínima (H_m): profundidad mínima alcanzada en el techo del monte submarino.

Altura (H): es la diferencia que existe entre la profundidad máxima, correspondiente con la profundidad de la cima y la mínima bajo esta (integrada en el plano basal).

Área de la base (A_b): Es el área incluida dentro de la línea basal.

Área del techo (A_t): Es el área comprendida dentro de la línea límite del techo.

Volumen (V): Para realizar el cálculo del volumen que contiene cada monte, se necesita crear un Modelo Digital del Terreno (MDT) basado en una Red Irregular de Triángulos (TIN). La intersección del MDT con la superficie basal nos dará el volumen.

C. Parámetros morfológicos

1. Ratio de las dimensiones:

Altura/Anchura de la base (H/D): es una estimación de la inclinación total del edificio.

Índice de truncación (I_t , Truncation Index): este índice es el cociente entre el ancho del techo y el ancho de la base (An_t/An_b) y es una estimación del proceso de evolución del cono volcánico.

2. Morfología de los contornos de elevación: la morfología de los contornos de elevación (isobatas) puede ser caracterizada por un índice descriptor o identificativo de la morfología, el Índice de Elipsicidad:

Índice de irregularidad (II, Irregularity Index): cuantifica la irregularidad o complejidad de los contornos.

$$ii = \left(\frac{P_{base}}{2 A_{base}} \sqrt{\frac{A_{base}}{\pi}} \right) - \left(\left(\frac{2 \sqrt{\frac{MAXB^2 + mAXB^2}{2}}}{MAXB} \right) - 1 \right) \rightarrow \left(\frac{P_{base}}{2 A_{base}} \sqrt{\frac{A_{base}}{\pi}} \right) : di\ contour$$

Índice de elipsicidad (I_e , Ellipticity Index): este índice cuantifica la elongación de los contornos relacionando la longitud del eje principal con el área que esta encierra. El I_e es igual a 1 para un círculo y este valor aumenta según se ve incrementada su elongación. La media de todos los valores de I_e para cada contorno del monte submarino, es una buena estimación:

$$I_e: \pi \times (L^b/2)^2 / A$$

Índice de truncación (I_t , Truncation Index): mide la relación que existe entre la anchura del techo y la anchura de la base del cono.

$$I_t: An_t / An_b$$

Índice del valor de sigma (SV, Sigma Value): mide la relación existente entre la altura del cono y la diferencia de las longitudes de base y techo.

$$SV: 2 * H_{co} / L_b - L_t$$

3. Pendiente (grados): la pendiente en un punto del terreno puede definirse como el ángulo existente entre el vector normal a la superficie en ese punto y la vertical. Los valores de la pendiente son obtenidos a partir del Modelo Digital del Terreno (MDT) calculándose la tasa máxima de cambio de una celda respecto a sus vecinos. El algoritmo utilizado para el cálculo de la pendiente ajusta una superficie a los 9 valores de elevación correspondientes a la celdilla central y sus 8 celdillas vecinas.

$$Z = aX^2 + bY^2 + cX + dY + e$$

Los parámetros de esta ecuación se calculan para cada celdilla a partir de una vecindad de 3x3 celdillas:

a	b	c
d	e	f
g	h	i

La tasa de cambio en la dirección **X** para la celda “e” es calculada con el algoritmo:

$$[dz/dx] = ((c + 2f + i) - (a + 2d + g)) / (8 * x_tamaño_celda)$$

La tasa de cambio en la dirección **y** para la celda “e” es calculada con el algoritmo:

$$[dz/dy] = ((g + 2h + i) - (a + 2b + c)) / (8 * y_tamaño_celda)$$

Los valores que se tendrán en cuenta serán:

- **Pendiente máxima**
- **Pendiente mínima**
- **Media de la pendiente**
- **Desviación estándar de la pendiente**

4. Orientación (Aspect): se define como el ángulo existente entre el vector que señala el N y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en ese plano.

Como en el caso de la pendiente, el valor de la orientación se estima directamente a partir de los parámetros obtenidos de ajustar una superficie cuadrática a los 9 valores de la celdilla central y su entorno.

a	b	c
d	e	f
g	h	i

La tasa de cambio en la dirección **X** para la celda “e” es calculada con el siguiente algoritmo:

$$[dz/dx] = ((c + 2f + i) - (a + 2d + g)) / 8$$

La tasa de cambio en la dirección **y** para la celda “e” es calculada con el algoritmo:

$$[dz/dand] = ((g + 2h + i) - (a + 2b + c)) / 8$$

Tomando la tasa de cambio en ambas direcciones, X e y, la orientación es calculada usando:

$$\text{Orientación} = 57.29578 * \text{atan2}([dz/dand], -[dz/dx])$$

Finalmente los valores son convertidos al compás de dirección:



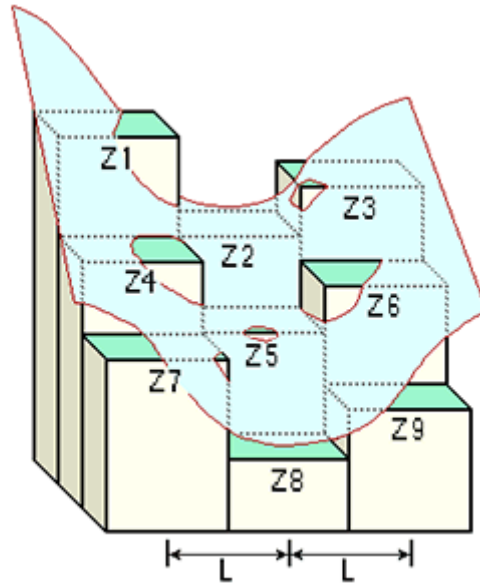
5. Curvatura: es la tasa de cambio en la pendiente, depende de las derivadas de segundo grado de la altitud, es decir, de los cambios de pendiente en el entorno del punto. A efectos prácticos puede calcularse como la pendiente de la pendiente.

$$\text{Curvatura} = -2(D + E) * 100$$

El algoritmo utilizado en el cálculo de la curvatura de una superficie es:

$$Z = Ax^2and^2 + Bx^2and + Cxand^2 + Dx^2 + Eand^2 + Fxand + Gx + Hand + I$$

La relación entre los coeficientes y los 9 valores de elevación para cada celda numerada es la siguiente:



$$A = [(Z1 + Z3 + Z7 + Z9) / 4 - (Z2 + Z4 + Z6 + Z8) / 2 + Z5] / L^4$$

$$B = [(Z1 + Z3 - Z7 - Z9) / 4 - (Z2 - Z8) / 2] / L^3$$

$$C = [(-Z1 + Z3 - Z7 + Z9) / 4 + (Z4 - Z6) / 2] / L^3$$

$$D = [(Z4 + Z6) / 2 - Z5] / L^2$$

$$E = [(Z2 + Z8) / 2 - Z5] / L^2$$

$$F = (-Z1 + Z3 + Z7 - Z9) / 4L^2$$

$$G = (-Z4 + Z6) / 2L$$

$$H = (Z2 - Z8) / 2L$$

$$I = Z5$$

La segunda derivada de una función se utiliza para saber si es cóncava o convexa en un punto concreto. Los valores positivos describen la curvatura convexa, mientras que los valores negativos se identifican con la curvatura cóncava.

Los valores que se tendrán en cuenta son:

- **Curvatura máxima**
- **Curvatura mínima**
- **Media de la curvatura**
- **Desviación estándar de la curvatura**

La dirección de la pendiente máxima se corresponde con el “perfil de curvatura” y la perpendicular a esta se corresponde con la “curvatura del plan”.

6. Rugosidad: se define como la medida de la complejidad del terreno. Para el cálculo de la rugosidad, se usa un proceso desarrollado por Jeff Jenness¹, que consiste en derivar la rugosidad de valores de altitud. El proceso consiste en un análisis de vecindad para una maya 3x3. En primer lugar se calcula la distancia planar entre el punto central de cada celdilla con sus vecinos. El siguiente paso se aplica el teorema de Pitágoras para el cálculo de las superficies de distancia, que consisten en unir los puntos centrales de cada celda calculados en el paso anterior con los vecinos. Una vez calculadas estas, se procede a calcular el área formada por los tres lados adyacentes, resultando una red irregular de triángulos donde queda representada la relación entre el área de la superficie y la superficie planar.

Los valores que se tendrán en cuenta son:

- ***Rugosidad máxima***
- ***Rugosidad mínima***
- ***Media de la rugosidad***
- ***Desviación estándar de la rugosidad***

7. Reflectividad o Backscatter: Este parámetro se obtiene durante la adquisición de los datos de batimetría y mide la cantidad de energía acústica reflejada por el fondo marino (Borgeld et al. 1999). La intensidad con la que es reflejada la señal, está en función de las características físicas del material que conforma el fondo marino, incluyendo su densidad y el tamaño de grano.

¹ www.jennessent.com

Anexo III

METODOLOGÍA PARA LA DESCRIPCIÓN DE LOS CONOS VOLCÁNICOS PARÁMETROS Y RATIOS MORFOMÉTRICOS

En este apartado se hace una descripción de la metodología empleada para la obtención de los parámetros y ratios morfométricos. El estudio de la morfología de cada cono junto con la información derivada de los parámetros morfométricos, tienen como objetivo facilitar la clasificación de los diferentes tipos de conos volcánicos integrados en el área de estudio.

ADQUISICIÓN Y DESCRIPCIÓN

Para la obtención de los principales ratios y parámetros morfométricos se inserta el raster de la profundidad en el módulo de ArcMap del programa ArcGis (ESRI). Desde la herramienta Spatial Analyst Tools/Surface (Fig. AIII.1) se obtienen las curvas de nivel y los MDTs de iluminación (hillshade), pendiente, curvatura, rugosidad y aspecto.

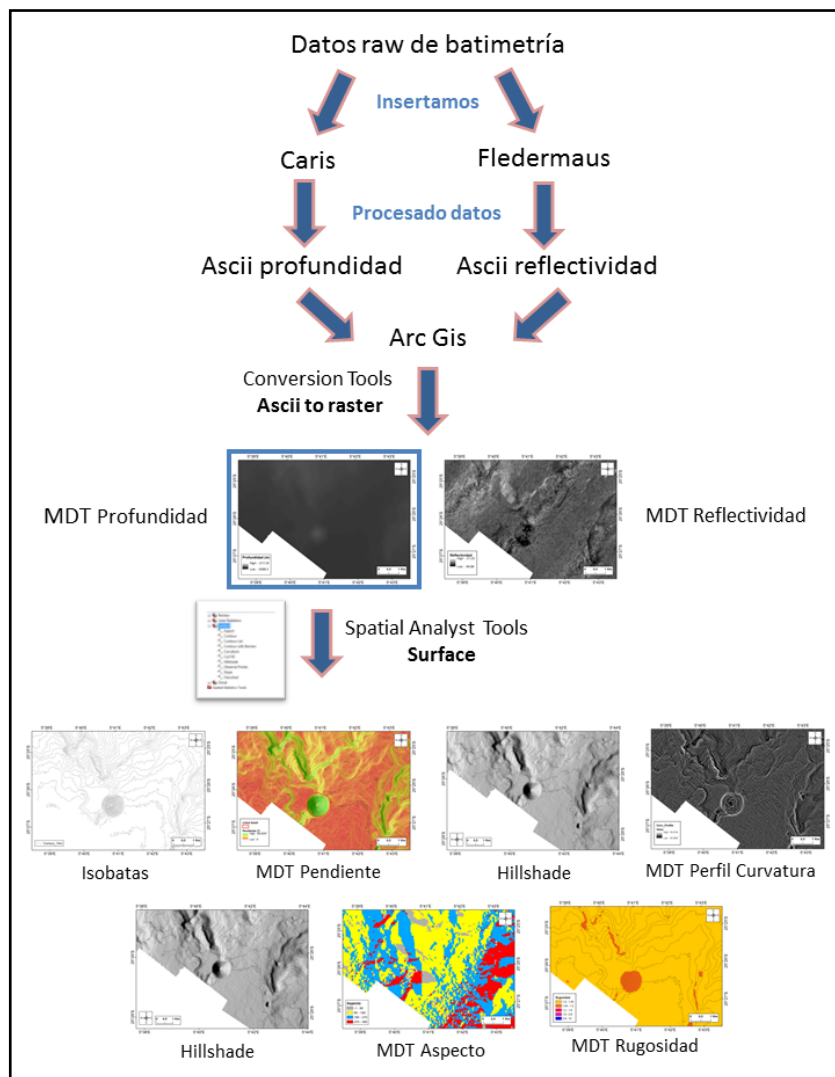


Figura AIII.1. Diagrama resumen de la obtención de los diferentes modelos digitales del terreno (MDT).

De los datos RAW de batimetría se extraen los datos de reflectividad mediante el programa Fledermouse, y finalmente son integrados a ArcGis para la obtención del modelo digital (MDT) de la reflectividad (Fig.AIII. 1).

Una vez se han obtenido todos los modelos digitales, se procede a estudiar los criterios para la delimitación de los conos volcánicos. En este caso fueron determinantes los MDTs de pendiente, curvatura y rugosidad, además de las isobatas para establecer la línea basal de los conos (Fig. AIII.2). Esta línea hace referencia al límite entre la base del cono volcánico y el área colindante que no forma parte de él.

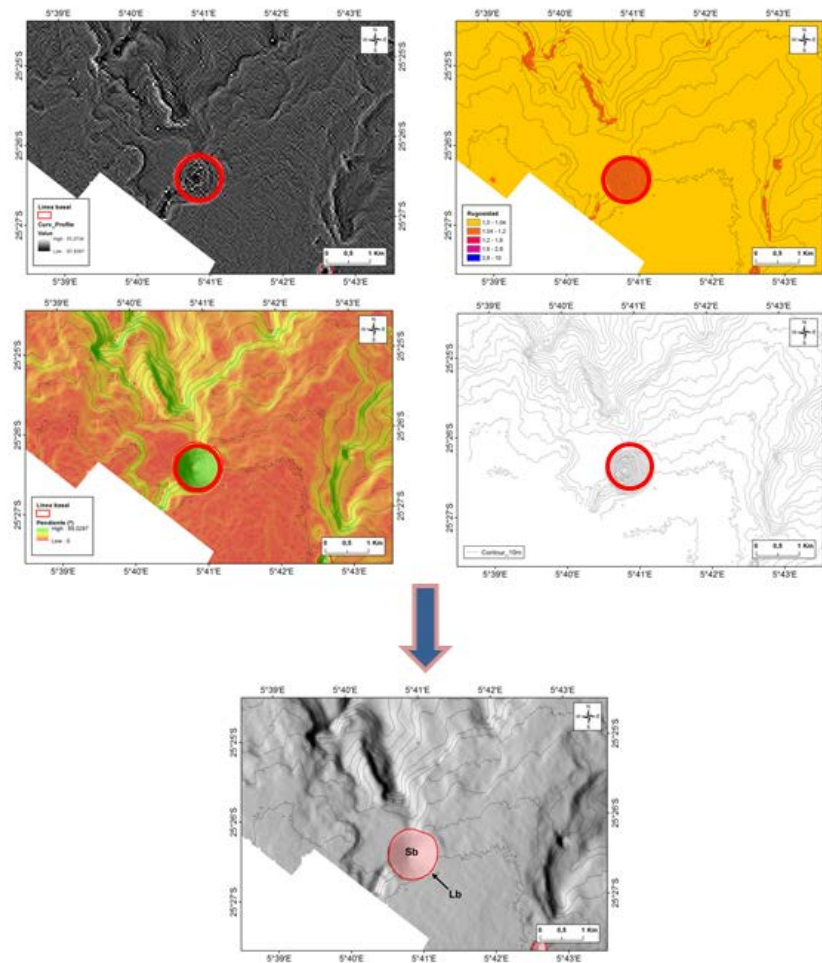


Figura AIII.2. Delimitación de la línea basal mediante el estudio de los MDTs de pendiente, curvatura y rugosidad, y de las isobatas.

Una vez ha sido definida la línea basal se procede a medir manualmente la:

Superficie basal: Limitada la línea basal, se puede obtener la superficie basal. Esta superficie es básica para calcular el volumen de la estructura, dado que se utilizará como la superficie base del cono.

Longitud de la base (L_b): se considera el eje máximo de la superficie basal.

Longitud de la base (L_t): se considera el eje máximo de la superficie basal del techo.

Anchura de la base (An_b): medida máxima del eje perpendicular a la longitud basal.

Anchura del techo (An_t): medida máxima del eje perpendicular a la longitud del techo.

Azimut: La dirección de máxima elongación de la base del cono.

Distancia ente los conos: es la distancia mínima que existe entre dos conos.

De los modelos digitales se extraen los parámetros morfológicos y morfométricos mediante la herramienta **Zonal Statistics as Table** (Tabla 1).

Rowid	ANTIGUO OBJ	COUNT	AREA	MIN	MAX	RANGE	MEAN	STD	SUM
1	1	64	160000	-1994,8	-1869,58	125,2201	-1938,271	31,96126	-124049,4
2	2	124	310000	-1949,2	-1784,73	164,47	-1883,593	40,36402	-233565,6
3	3	95	237500	-2023,61	-1905,34	118,27	-1953,171	32,44271	-185551,2
4	5	175	437500	-2062,36	-1893,93	168,4301	-1986,591	43,93494	-347653,5
5	8	59	147500	-1791,84	-1688,42	103,4199	-1742,786	28,41963	-102824,4
6	9	479	119750	-1985,17	-1673,2	311,9701	-1825,593	73,48118	-874459,1
7	10	121	302500	-1821,5	-1655,26	166,24	-1730,75	47,24942	-209420,7

Tabla AIII.1. Ejemplo de la extracción de los parámetros procedentes del MDT de profundidad mediante la herramienta Zonal Statistics as Table, de ArcMap.

Para el modelo digital de la profundidad se han extraído los siguientes valores:

Profundidad máxima (H_m): profundidad máxima alcanzada en la base del cono volcánico.

Profundidad mínima (H_n): profundidad mínima alcanzada en el techo del cono volcánico.

Altura (H_{co}): es la diferencia que existe entre la profundidad mínima, correspondiente con la profundidad de la cima y la máxima integrada en el plano basal.

Profundidad media (H_{me}): profundidad media registrada en cada cono.

Desviación estándar de la profundidad (H_{σ}): Desviación estándar de la profundidad de cada cono.

Área de la base (A_b): Es el área incluida dentro de la línea basal.

Una vez obtenido el área basal de cada cono, se empleó la fórmula indicada a continuación para hallar el **diámetro medio basal (D_{co}):** $D=2\sqrt{\text{Área}/\pi}$

Se calcula el ratio morfométrico de la **Altura/diámetro medio basal (H_{co}/D_{co})** que nos da una estimación de la inclinación total del edificio.

De los modelos digitales de pendiente, curvatura, rugosidad y reflectividad se han extraído los valores **máximos (M), mínimos (m), rangos (R), medias (me) y desviaciones estándar (σ).**

Para realizar el **cálculo del volumen** que contiene cada cono volcánico, se necesita crear un Modelo Digital del Terreno (MDT) basado en una Red Irregular de Triángulos (TIN). La intersección del MDT con la superficie basal nos dará el volumen. Para realizar el cálculo del Volumen se emplea la herramienta 3D Analyst Tools/Triangulated Surface/ **Polygon Volume**.

Para realizar el estudio morfológico de los conos se calcula en primer lugar el ratio morfométrico de la **Altura/diámetro medio basal (H_{co}/D_{co})** que nos da una estimación de la inclinación total del edificio.

Para el estudio de la morfología de los contornos de elevación de la base del cono se calcula el **Índice de Elipsicidad (I_e , Ellipticity index)**. Éste índice cuantifica la elongación de los contornos relacionando la longitud del eje principal con el área que esta encierra. El I_e es igual a 1 para un círculo y este valor aumenta según se ve incrementada su elongación.

$$I_e: \pi \times (L^b/2)^2/A$$

Índice de irregularidad (I_l , Irregularity Index): cuantifica la irregularidad o complejidad de los contornos.

$$I_l = \left(\frac{P_{base}}{2 A_{base}} \sqrt{\frac{A_{base}}{\pi}} \right) - \left(\left(\frac{2 \sqrt{\frac{MAXB^2 + mMAXB^2}{2}}}{MAXB} \right) - 1 \right) \rightarrow \left(\frac{P_{base}}{2 A_{base}} \sqrt{\frac{A_{base}}{\pi}} \right) : \text{di contour}$$

El **índice de truncación (I_t , Truncation Index)** mide la relación que existe entre la anchura del techo y la anchura de la base del cono.

$$I_t: An_t / An_b$$

El **índice del valor de sigma (SV , Sigma Value)** mide la relación existente entre la altura del cono y la diferencia de las longitudes de base y techo.

$$SV: 2 * H_{co} / L_b - L_t$$

Finalmente, se procede a realizar las gráficas con el programa Excel dónde se muestra la relación existente entre los diferentes parámetros morfológicos, morfométricos y sus ratios (Fig. AIII.4).

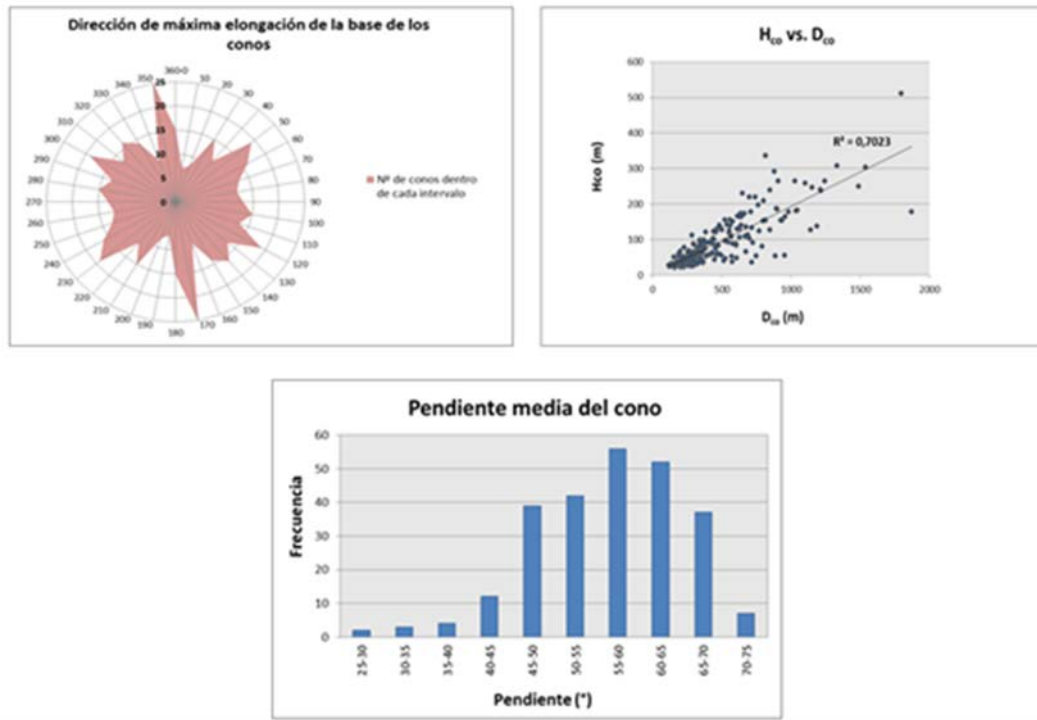


Figura AIII.4. Elaboración de gráficas de frecuencia y de correlación de diferentes parámetros morfométricos.

Anexo IV

Grupo	Latitud	Longitud	Perimetro (Km)	Area (Km2)	Volume (Hm3)	Hco (m)	le	ii	It	SV	Hco/Dco
1	-25,29656	5,59281844	5,35	1,74	960,51	192,71	1,54137764	1,28846984	0,20255919	0,26176775	0,1295805
1	-26,31119	6,04366387	4,25	1,21	1352,46	264,64	1,40781657	1,17709761	0,13556998	0,41503927	0,21284457
1	-26,28068	6,1017482	3,86	1,15	1515,95	198,35	1,1309493	1,0608003	0	0,30769418	0,16361057
1	-26,34002	6,03564746	5,31	1,86	1980,14	279,33	1,70618152	1,26142152	0	0,27817891	0,18168009
1	-26,35701	5,977919	3,59	0,81	649,62	161,86	1,77184319	1,28121142	0,37699236	0,38484949	0,15957595
1	-26,37792	5,99417273	4,42	1,40	1242,43	290,19	1,36153989	1,14759782	0,17616079	0,45292748	0,2176992
1	-26,48337	5,9757188	4,34	0,93	218,66	173,57	2,89582924	1,5231966	0,3480987	0,28783218	0,1596534
1	-26,18319	6,39980884	3,72	0,79	1014,56	173,89	2,28869694	1,39790969	0,15984781	0,27342485	0,17376432
1	-26,21228	6,3903325	3,24	0,69	876,29	140,71	1,61487512	1,259649	0,52509045	0,4978496	0,15022736
1	-26,46616	5,49566069	4,75	1,66	188,68	222,68	1,37637568	1,17250002	0	0,26111632	0,15316976
1	-26,28779	5,27592391	6,64	2,75	756,00	132,8	1,84159092	1,32657851	0,70452762	0,35399642	0,07097131
1	-25,17018	5,71416698	4,20	1,10	941,37	137,12	1,45898882	1,24077228	0,71925299	0,68477827	0,11610786
1	-26,49732	5,99295323	5,82	2,54	636,52	422,46	1,1741402	1,08099197	0	0,43385709	0,23505917
1	-26,44383	5,95234061	5,72	1,99	1352,18	248,29	1,93163522	1,31697346	0,3343725	0,33755464	0,15613793
1	-26,45201	5,97080505	7,78	2,68	1801,68	411,81	1,58303853	1,50922818	0,1741958	0,42897545	0,22285675
2	-25,32137	5,51524292	1,44	0,16	21,42	99,52	1,15448027	1,05947721	0	0,27342485	0,22043883
2	-25,3284	5,52065748	2,00	0,31	57,35	127,47	1,25836267	1,10153331	0	0,36387363	0,20409107
2	-25,29753	5,56309808	1,33	0,14	45,37	76,88	1,08149527	1,01503103	0,13761468	0,40893617	0,18337482
2	-25,23221	5,574796	2,25	0,38	88,35	128,98	1,18491702	1,07388795	0,28739785	0,47505581	0,18424947
2	-25,37209	5,61792567	2,77	0,56	270,46	133,95	1,37542147	1,14492194	0	0,269338	0,15793778
2	-25,45661	5,59025783	2,98	0,52	45,44	139,32	1,38709598	1,22038569	0	0,28985847	0,17069066
2	-26,05633	6,26093445	0,73	0,04	3,67	53,67	1,27936513	1,10918908	0	0,42118893	0,23820162
2	-26,06458	6,15499693	2,05	0,30	76,57	144,95	1,31589705	1,17571596	0,05923836	0,43463268	0,23452192
2	-26,12465	6,33526635	1,73	0,22	241,04	95,13	1,44043402	1,17057611	0,2021142	0,37948958	0,1817012
2	-26,26446	6,25042596	1,22	0,11	145,24	80,61	1,2512273	1,11158384	0,37361359	0,60478655	0,21187664
2	-26,26817	6,26081053	2,57	0,47	607,32	124,4	1,48487983	1,20431934	0,5866432	0,64083722	0,16139459
2	-26,30749	6,02475869	2,30	0,40	407,12	175,47	1,2245582	1,09243378	0,12992659	0,51377722	0,2473807
2	-26,3307	6,04985892	1,74	0,23	238,50	114,25	1,15334353	1,07212644	0	0,39365331	0,21137994
2	-26,3497	6,07089334	1,08	0,09	120,85	74,3	0,99942565	1,00126394	0,35239105	0,66825999	0,21632368
2	-26,36319	6,05454092	1,78	0,25	305,78	126,46	1,07351394	1,0432795	0	0,43587004	0,22580387
2	-26,36519	6,04748502	1,11	0,10	111,63	84,63	1,1316059	0,94811615	0	0,45689143	0,24301391
2	-26,35536	6,03770056	1,10	0,09	95,38	81,44	1,22707668	1,09513678	0,21084814	0,54398504	0,23776827
2	-26,35372	5,9932054	2,07	0,34	288,07	138,55	0,994946	0,99884904	0,22523267	0,54429569	0,21031801
2	-26,36749	6,00768638	2,03	0,33	296,12	149,59	0,99463401	0,99745667	0,14890537	0,54524769	0,23140559
2	-26,38247	6,01320505	1,69	0,23	215,39	121,62	1,17296185	1,06869365	0,2098676	0,52956672	0,22658597
2	-26,37909	6,02992709	3,33	0,83	939,24	202,2	1,23661789	1,09365485	0,08732864	0,38694874	0,19636141
2	-26,40644	6,02902002	1,53	0,17	169,66	112,59	1,41267523	1,16632581	0	0,40441652	0,24033696
2	-26,41309	6,04342666	2,85	0,64	761,56	135,87	1,12036832	1,05979622	0,18998458	0,35212759	0,15095387
2	-26,44712	5,99825955	2,73	0,57	412,89	237,37	1,27416795	1,09815546	0	0,49571709	0,2797807
2	-26,45307	5,9915485	2,15	0,35	238,16	135,73	1,19995511	1,0963319	0	0,36873633	0,20196167
2	-26,46408	5,9972926	2,81	0,61	330,69	127,73	1,24378978	1,10797558	0,19606285	0,3244852	0,14546583
2	-26,13337	6,37826475	1,07	0,09	98,82	74,25	1,13368369	1,08181665	0	0,41566064	0,22128673
2	-26,1624	6,43834638	2,99	0,59	554,48	207,26	1,69895844	1,26309291	0,47396293	0,69550336	0,2384391
2	-26,39748	5,98780605	0,81	0,05	42,31	46,92	1,11878877	1,04504729	0,34841585	0,53381103	0,1839512
2	-26,41075	5,96575115	2,59	0,51	351,09	152,09	1,4060779	1,147389	0,29209785	0,45148258	0,18949137
2	-26,46018	5,98089858	2,07	0,33	170,44	160,74	1,25893639	1,10113058	0	0,44128323	0,24756533
2	-26,33717	5,92584549	1,41	0,15	138,59	88,92	1,13263316	1,08223475	0	0,37697795	0,20060008
2	-26,31244	5,95991968	0,75	0,04	40,05	55,05	1,12781838	1,04862838	0	0,44305835	0,23526159
2	-26,3127	5,99455063	1,72	0,22	202,40	136,8	1,1276913	1,08207323	0,61744824	1,26895784	0,25775259
2	-26,24761	5,75668015	1,30	0,13	164,03	75,85	1,10179742	1,03590389	0,2234949	0,45481801	0,18535459
2	-26,10384	5,84713414	1,22	0,12	142,62	80,04	1,10354574	1,05368695	0,19701627	0,49095586	0,2070689
2	-26,08876	5,84272344	2,13	0,36	441,09	142,16	1,10661985	1,03312898	0,14810269	0,47075377	0,21093604
2	-26,05867	5,87609152	1,16	0,10	120,11	78,96	1,3253626	1,11154495	0,24082677	0,50095765	0,21891714
2	-26,19095	6,14999371	0,97	0,07	54,21	73,43	1,33699421	1,15188918	0	0,42575516	0,24614737
2	-26,21262	6,09726764	1,06	0,08	131,64	69,47	1,3376449	1,14122691	0,6556765	1,06255375	0,21157215
2	-26,21511	6,32320189	0,65	0,03	41,36	43,56	1,23447332	1,15899474	0,3001772	0,55774113	0,21683637
2	-26,38264	6,03964755	1,55	0,18	218,84	82,12	1,20539922	1,07989697	0,34114897	0,46984781	0,16993405
2	-24,51964	6,33533641	3,71	1,02	94,11	225,29	1,30917527	1,11608852	0	0,34496539	0,19735355
2	-24,53146	6,3201819	1,16	0,10	6,10	98,36	1,26611308	1,13004442	0	0,49889681	0,28068389
2	-24,553	6,27921536	2,64	0,50	35,36	160,43	1,17250691	1,09200335	0	0,37274195	0,20180712
2	-24,50935	6,37618565	3,05	0,67	165,07	164,78	1,46444139	1,19158912	0,48440443	0,57020838	0,17788908
2	-26,41816	6,06576885	1,79	0,25	312,90	108,06	1,14450954	1,05021962	0	0,36167079	0,1934611
2	-26,14109	6,44575892	1,27	0,12	78,91	118,62	1,50213309	1,19847409	0,24371323	0,66478723	0,30810156
2	-26,2231	6,46915379	0,81	0,04	36,92	58,14	1,37048202	1,18032927	0	0,41539621	0,24314744
2	-25,44092	5,6813952	3,64	1,04	145,37	220,71	1,0313288	1,02645356	0	0,37730656	0,19158586
2	-25,46234	5,75389293	1,82	0,25	53,77	110,11	1,25903949	1,10577151	0	0,34660993	0,19446041
2	-26,31617	6,06242515	1,68	0,21	254,51	109,44	1,47330825	1,1580792	0,07966453	0,37892644	0,21165006
2	-26,31739	6,08923275	1,71	0,21	281,40	120,64	1,44488111	1,15176141	0,20392882	0,4828787	0,23103433
2	-26,31665	6,09605604	1,67	0,21	293,90	112,85	1,1718294	1,05606085	0	0,40056793	0,21680979
2	-26,39787	6,01114359	1,40	0,15	149,27	114,02	1,17861063	1,10373413	0	0,48151355	0,26137509
2	-26,39573	6,00177554	2,89	0,64	600,90	223,99	1,13941122	1,04452311	0	0,46464772	0,24799023
2	-26,44827	6,01951753	2,01	0,29	243,58	131,9	1,37046532	1,15440799	0,3970562	0,61169032	0,21588028
2	-26,44576	5,89150947	2,15	0,31	100,32	150,13	1,38196681	1,17919837	0,22437284	0,5232469	0,23854976
2	-26,31705	5,89285671	1,50	0,18	192,54	95,95	1,15186944	1,05638301	0	0,37854578	0,20313771
2	-26,22188	6,09459632	0,73	0,04	64,75	74,18	1,18632154	1,03567406	0	0,59298933	0,32293759
2	-26,2687	6,4121802	0,69	0,04	26,62	43,61	1,20849296	1,07008846	0,23106186	0,47653001	0,20140685
2	-26,09868	6,33985435	1,01	0,07	56,47	70,3	1,06272828	1,25810855	0	0,45368361	0,2384857
2	-25,32131	5,53464028	3,59	0,95	238,91	217,42	1,35403453	1,15443768	0	0,33927087	0,19739309
2	-25,30995	5,53824683	2,12	0,35	126,22	102,63	1,16083467	1,06908636	0,22903942	0,36957148	0,1534922
2	-26,42033	6,03339037	2,11	0,35	399,97	183,24	1,20511698	1,06748938	0	0,50293143	0,2760539
2	-26,42287	6,03895445	1,42	0,15	172,03	81,07	1,20880204	1,06107459	0,38199834	0,54173921	0,18404669

Grupo	Latitud	Longitud	Perimetro (Km)	Area (Km2)	Volume (Hm3)	Hco (m)	le	ii	It	SV	Hco/Dco
2	-26,42744	6,0364458	1,21	0,11	111,76	84,28	1,25805867	1,08789475	0	0,40549796	0,22741004
2	-26,1951	6,37125609	0,61	0,03	35,36	47,26	1,21482334	1,1283617	0	0,45205069	0,24912322
2	-25,34267	5,51755535	1,17	0,10	16,59	80,92	1,28200569	1,13343267	0	0,40079247	0,22690029
2	-26,16725	6,44234814	0,76	0,04	36,06	82,9	1,34426045	1,11499928	0	0,61255403	0,35510487
2	-26,48441	5,48577706	2,63	0,48	80,15	152,81	1,72730332	1,23285096	0,64048197	0,82871011	0,19578442
2	-26,45552	5,95695448	1,79	0,24	134,42	116,62	1,2498773	1,10911579	0	0,37816366	0,21138978
3	-26,08091	5,91175291	11,90	6,55	8690,26	156,53	2,2003812	1,53147101	0,14305885	0,08525715	0,05418777
4	-25,35551	5,50141291	2,80	0,44	35,65	124,57	2,57118837	1,41587242	0,25987265	0,28127893	0,16690952
4	-25,41009	5,59519714	2,95	0,52	68,41	90,67	2,05644205	1,37839468	0,45403204	0,28507379	0,11159717
4	-26,03796	6,26502881	0,87	0,05	0,95	45,21	2,01340819	1,33074088	0	0,26537141	0,18827409
4	-26,03984	6,27660458	0,62	0,03	0,38	39,77	1,59686723	1,27122746	0	0,34878316	0,22037404
4	-26,13311	6,31054184	0,52	0,02	20,62	30,49	1,59127847	1,2333558	0	0,31475173	0,16690952
4	-26,25347	6,24202725	1,08	0,06	81,85	63,36	2,59211226	1,43909354	0	0,27447064	0,22094965
4	-26,25363	6,25383452	1,17	0,10	123,71	75,34	1,89637994	1,25313001	0,47673334	0,59687067	0,21504854
4	-26,2626	6,2601465	0,82	0,05	61,26	49,67	1,63830404	1,21773754	0	0,31142524	0,19930655
4	-26,25561	6,23501809	1,30	0,10	130,69	40,37	2,19984583	1,34604925	0,32200492	0,22038166	0,11080737
4	-26,19234	6,40476074	0,99	0,07	84,01	50,21	1,86764508	1,2688621	0,38134538	0,40723665	0,17215229
4	-26,19545	6,38183743	1,09	0,09	109,41	70,42	1,46639652	1,26529381	0	0,3485367	0,21103026
4	-26,19453	6,36207627	1,06	0,08	94,93	61,48	1,81733614	1,27512111	0,46142311	0,54583097	0,19814998
4	-26,20084	6,3102453	0,84	0,05	63,05	51,87	1,48309477	1,18869442	0,21282771	0,42497235	0,20369738
4	-26,20903	6,35437902	1,55	0,14	167,80	45,12	2,40062226	1,39822641	0,51954378	0,28700437	0,10682545
4	-26,24123	6,30682045	1,05	0,08	99,78	45,9	1,72521462	1,23744652	0,33418999	0,33149044	0,14494839
4	-26,25356	6,29359437	1,05	0,08	99,81	62,68	1,66478693	1,23577181	0,58468039	0,74151189	0,19867828
4	-26,32422	5,97119659	1,28	0,11	90,09	94,37	1,65023226	1,26290386	0	0,39105072	0,25117484
4	-26,21157	6,33061616	1,46	0,13	169,81	57,96	2,34565995	1,39915725	0,4991383	0,37629033	0,14432578
4	-26,15199	6,29051893	1,05	0,07	81,07	29,65	1,81837254	1,29210703	0,55776116	0,3265958	0,09738216
4	-26,18343	6,37248448	1,00	0,07	83,77	26,25	1,82958812	1,28864623	0	0,13279736	0,08981247
4	-26,40609	6,07580822	2,42	0,40	563,96	133,05	1,5466733	1,23579959	0	0,29861796	0,18568881
4	-26,42457	6,11110417	1,28	0,10	103,82	84,02	1,46019384	1,29933269	0	0,39707933	0,23991259
4	-24,60068	6,40358576	2,05	0,22	187,98	37,52	2,34919533	1,44571089	0,46867519	0,17373196	0,07074079
4	-26,23	6,4471515	1,20	0,09	77,55	55,92	1,97604126	1,28643675	0,43366013	0,40395563	0,16079751
4	-26,23338	6,44865358	0,77	0,04	30,15	29,39	1,94108109	1,329996	0,44896342	0,35214474	0,13517426
4	-26,22665	6,4507265	0,86	0,05	39,70	43,39	1,60727137	1,2787863	0	0,2750206	0,1743333
4	-24,51587	6,59951073	1,88	0,20	80,41	24,99	2,07457494	1,37932325	0,65552977	0,19856443	0,0492593
4	-24,74304	6,20183152	0,81	0,04	23,88	37,78	1,80290373	1,29060205	0	0,23768089	0,15956993
4	-25,41817	5,5728381	1,97	0,26	28,18	94,74	1,5681794	1,22961834	0,26542932	0,35474915	0,16316362
4	-25,39515	5,56866648	1,52	0,15	21,51	90,11	1,6739697	1,23164045	0	0,32241373	0,20857288
4	-26,324	6,02245935	1,31	0,11	111,42	75	1,84310683	1,28881927	0	0,2892068	0,19631536
4	-24,4771	6,35736067	2,76	0,52	46,74	152,68	1,64566273	1,22757477	0,07695489	0,31822587	0,188408
4	-26,07847	6,34009729	0,68	0,03	20,98	28	2,38926507	1,21741646	0,32194156	0,25566107	0,13397828
4	-26,24777	6,23098818	1,69	0,20	248,62	116,85	1,79790953	1,26157762	0	0,34865506	0,23374934
4	-26,33079	6,07466664	2,74	0,46	569,62	140,55	1,75224586	1,32157045	0	0,27680149	0,18320464
4	-26,32974	6,06571265	1,54	0,17	192,95	82,36	1,70597752	1,25644086	0	0,27426512	0,17911326
4	-26,22472	6,3164404	0,49	0,02	22,82	38,08	1,55106715	1,19365668	0	0,40836461	0,25429271
4	-26,46868	5,97706786	1,65	0,18	73,18	88,9	1,8529287	1,30210955	0,47290673	0,52131276	0,18701898
4	-26,19584	6,37331871	0,74	0,04	47,82	47,5	1,57886549	1,2335031	0,34253841	0,52100141	0,215205
4	-26,11293	6,22958532	1,07	0,07	38,60	59,67	1,67953511	1,30589323	0,24208087	0,40550459	0,19915155
4	-26,25183	6,43293335	0,67	0,03	23,31	45,16	1,72522334	1,25168844	0,37499043	0,55295702	0,22697144
4	-26,25005	6,43549772	1,23	0,10	78,02	77,39	1,57813844	1,2251114	0,4095548	0,58033037	0,21522772
4	-26,19278	6,41029005	0,72	0,04	45,21	31,93	1,7189696	1,24274705	0	0,22410163	0,14690941
4	-26,2553	6,23872293	0,64	0,03	36,29	30,96	1,66348649	1,21031306	0	0,25024248	0,16137683
5	-25,30064	5,52998396	1,34	0,13	34,46	79,28	1,42036767	1,15973118	0	0,32245994	0,19215278
5	-25,32884	5,58525552	0,85	0,06	12,90	37,18	1,18333547	1,0416524	0,2184466	0,3299024	0,14023893
5	-25,33672	5,52770815	0,72	0,04	7,57	34,29	1,26724253	1,11300038	0	0,27475962	0,1546512
5	-25,46133	5,70982164	1,04	0,08	6,26	57,85	1,17204843	1,09077466	0	0,33085502	0,17909399
5	-25,38084	5,75154767	0,91	0,06	21,37	31,54	1,17963531	1,11748597	0	0,20575701	0,11173752
5	-25,34866	5,75508194	0,49	0,02	13,43	29,82	0,99917454	1,00000226	0	0,3813282	0,19058561
5	-26,1534	6,26763311	0,86	0,06	57,56	42,7	1,27093997	1,12882838	0,18368233	0,34938428	0,16076651
5	-26,10668	6,26577839	1,04	0,08	52,93	45,06	1,34207832	1,12554492	0,19425207	0,29762183	0,13890677
5	-26,1367	6,24987189	1,12	0,09	73,37	53,52	1,27172952	1,10703774	0	0,27309813	0,15398791
5	-26,14009	6,31502412	0,73	0,04	42,85	37,37	1,61539162	1,20546286	0	0,26637926	0,16928163
5	-26,12927	6,31479718	0,44	0,02	16,20	33,49	1,1842619	1,07515168	0	0,44327544	0,24119486
5	-26,27191	6,25166953	0,87	0,06	77,07	50,1	0,99969153	1,00044957	0	0,36021116	0,18007801
5	-26,26514	6,23022666	0,57	0,02	30,60	32,02	1,07895213	1,02366678	0,26617331	0,47405229	0,18067221
5	-26,26376	6,24597271	0,70	0,04	47,18	43,65	1,32652365	1,14515916	0	0,34698244	0,19981841
5	-26,31993	6,05316746	2,45	0,46	505,59	107,77	1,26477706	1,08988839	0	0,25081909	0,14103863
5	-26,36305	6,01628218	1,04	0,08	76,18	44	1,31098955	1,1382016	0	0,23825474	0,13639915
5	-26,44516	6,00915819	1,51	0,17	130,80	76,75	1,5128675	1,19751399	0	0,27203973	0,16730283
5	-26,13649	6,37179844	0,66	0,03	40,66	28,04	1,1959901	1,06708776	0	0,24654884	0,13481471
5	-26,13054	6,38677833	0,77	0,04	46,48	45,36	1,10899301	1,0617982	0	0,36199269	0,19060519
5	-26,13809	6,4442569	0,50	0,02	12,29	30,39	1,2134553	1,05553197	0	0,3519731	0,19386164
5	-26,15771	6,42987793	0,63	0,03	24,07	25,11	1,17981881	1,07684629	0	0,23448778	0,12734983
5	-26,17291	6,40840655	1,22	0,11	137,24	68,02	1,31185629	1,13469734	0,19341663	0,38835767	0,17938858
5	-26,18725	6,40549796	1,28	0,13	159,86	53,93	1,15613609	1,04930576	0,10647453	0,27940964	0,13422188
5	-26,19524	6,4077655	0,56	0,02	29,60	26,32	0,99686883	1,00700361	0	0,29980787	0,14966924
5	-26,17905	6,38905092	0,84	0,05	62,34	36,6	1,22874933	1,11103262	0	0,25612375	0,14195543
5	-26,18569	6,38481099	0,67	0,03	42,54	26,46	1,04251369	1,01344765	0	0,2462287	0,12570428
5	-26,18992	6,37227564	0,79	0,05	57,80	35,04	1,45300538	1,15411873	0	0,23962855	0,1444251
5	-26,18975	6,37684223	0,83	0,05	67,45	57,1	1,14374999	1,05596967	0	0,40800003	0,21817062
5	-26,19486	6,37727929	0,67	0,03	43,60	43,06	1,19125218	1,07378236	0	0,37606618	0,20522801
5	-26,19693	6,36953321	0,69	0,04	44,91	26,15	1,06079088	1,02309217	0	0,23547084	0,12126139

Grupo	Latitud	Longitud	Perimetro (Km)	Area (Km2)	Volume (Hm3)	Hco (m)	le	ii	It	SV	Hco/Dco
5	-26,18941	6,38372485	0,64	0,03	38,39	32,28	1,28345727	1,10110599	0	0,28676946	0,16244042
5	-26,1981	6,36320017	1,02	0,07	91,04	63,49	1,48470151	1,20054611	0	0,33960405	0,20690117
5	-26,21321	6,35638312	0,65	0,03	36,70	30,29	1,29523171	1,11176905	0,19210883	0,32739426	0,15051098
5	-26,22097	6,38061705	0,68	0,03	42,42	34,6	1,35709637	1,12700862	0,22116025	0,3636891	0,16568031
5	-26,24397	6,31072787	0,57	0,02	30,22	29,52	1,30466634	1,13891273	0	0,29261447	0,16711523
5	-26,24815	6,31780993	0,97	0,07	88,17	46,9	1,14533444	1,05792945	0	0,28897177	0,15462941
5	-26,2488	6,29614573	0,65	0,03	41,57	44,1	1,24606664	1,10882882	0	0,38852643	0,21685114
5	-26,24872	6,29979194	0,74	0,04	53,01	34,28	1,28791374	1,10617524	0	0,36358318	0,14961795
5	-26,25146	6,30057394	0,67	0,03	44,37	44,3	1,16454033	1,06398189	0	0,39198295	0,21150223
5	-26,25615	6,307938	0,91	0,06	81,94	42,93	1,25372216	1,08112752	0	0,26787451	0,14996936
5	-26,40257	5,96648304	1,28	0,13	84,15	74,67	1,13623647	1,0665209	0	0,34933333	0,18618509
5	-26,29888	5,90589863	0,78	0,05	53,19	49,72	1,24944719	1,08541407	0	0,36358318	0,20320447
5	-26,2069	5,78467068	2,22	0,38	515,71	81,22	1,17325304	1,06725294	0,15994852	0,2556124	0,11629316
5	-26,10055	5,83127087	0,72	0,04	46,68	35,01	1,13124663	1,08843624	0	0,29301376	0,15582501
5	-26,08141	5,89849231	1,45	0,16	205,50	73,6	1,11881209	1,05919504	0,20175191	0,38354458	0,16192087
5	-26,02852	5,98089872	1,79	0,24	135,96	88,2	1,49903099	1,19035335	0	0,26267551	0,16098277
5	-26,20247	6,10263668	1,40	0,15	233,54	89,39	1,38223061	1,14166296	0	0,34898989	0,20515099
5	-26,22727	6,09194578	0,69	0,04	56,05	28,68	1,21465933	1,07719864	0	0,24302476	0,13392088
5	-26,2898	6,18882396	1,31	0,13	153,52	22,48	1,08379454	1,03741415	0	0,10509102	0,05470281
5	-26,29405	6,17881158	0,75	0,04	50,92	34,81	1,08416526	1,04774476	0	0,28550338	0,14863788
5	-26,34213	6,19003352	1,00	0,08	82,73	27,47	1,24714552	1,10196525	0	0,15724913	0,08780461
5	-26,25801	6,27801433	0,64	0,03	42,88	33,61	1,35879632	1,14848361	0	0,29021258	0,16914685
5	-26,26101	6,27466323	0,44	0,02	20,90	22,35	1,11452293	1,06975629	0	0,30474701	0,16086237
5	-26,25974	6,27617206	0,37	0,01	14,33	17,21	1,16228767	1,08339577	0	0,27818501	0,14995503
5	-26,21201	6,32463747	0,58	0,02	32,67	36,65	1,46053321	1,09304586	0	0,34205983	0,2066942
5	-26,23	6,31631359	0,79	0,05	58,37	31,19	1,43900229	1,16590212	0	0,21452166	0,12866855
5	-26,20607	6,37433394	0,55	0,02	26,49	14,6	1,49949899	1,18291008	0	0,14315344	0,08764868
5	-26,18363	6,41200635	0,69	0,04	44,06	24,11	1,29773164	1,11213667	0	0,19712654	0,11228146
5	-24,51321	6,34112696	0,91	0,06	2,63	57,95	1,2278108	1,09023831	0	0,36638953	0,20299217
5	-24,53937	6,34884717	1,72	0,22	26,55	77,34	1,18654853	1,13394581	0	0,26865524	0,14632165
5	-24,87073	6,46729926	1,13	0,10	93,49	57,49	1,39964352	1,13996012	0	0,27855707	0,16477579
5	-24,8441	6,47984703	0,62	0,03	24,46	36,38	1,11502652	1,02241841	0	0,35545237	0,18766986
5	-24,84982	6,48053343	0,87	0,06	46,84	24,29	1,10535513	1,06590252	0	0,17052794	0,08964312
5	-26,09641	5,85211168	1,55	0,19	226,71	49,18	1,11739276	1,02645676	0	0,19146962	0,10119832
5	-26,265	5,99690149	1,51	0,17	217,67	53,47	1,30703431	1,10476802	0	0,20058626	0,14766086
5	-26,1792	6,15469715	0,56	0,02	18,39	32,14	1,2351888	1,11059448	0	0,33087993	0,18386861
5	-26,19586	6,19328121	0,68	0,03	28,29	22,01	1,21066773	1,09042414	0	0,18981957	0,10442969
5	-26,14307	6,18112753	0,70	0,04	22,37	25,93	1,32096913	1,12909057	0	0,21187237	0,12175622
5	-26,11589	6,29503668	0,75	0,04	33,87	21,38	1,38555126	1,16224391	0	0,15690592	0,09234665
5	-26,07931	6,39569501	0,39	0,01	8,19	24,58	1,16690508	1,07289292	0	0,37147134	0,20063818
5	-26,14788	6,38126212	1,01	0,08	86,34	40,63	1,16129087	1,09181984	0	0,24164467	0,13020217
5	-26,15106	6,4229421	0,52	0,02	15,09	26,02	1,17430261	1,06771419	0	0,30143652	0,1633264
5	-26,16294	6,46030043	0,49	0,02	23,06	24,78	1,25827375	1,07958136	0	0,28920738	0,1622062
5	-26,40159	6,06832279	0,89	0,06	81,88	28,55	1,22350537	1,08941578	0	0,18713256	0,10349582
5	-26,40802	6,09187336	0,71	0,04	46,22	33,26	1,27574642	1,12493505	0	0,27106764	0,1530842
5	-26,24047	6,45294795	0,64	0,03	25,47	36,86	1,37551698	1,15461552	0	0,31884803	0,18697659
5	-26,23781	6,45921791	0,83	0,05	44,47	21,45	1,10204431	1,03048567	0	0,15737344	0,08260408
5	-26,22167	6,46336172	1,15	0,09	77,78	50,95	1,2852305	1,13522028	0	0,25959144	0,147147
5	-24,60485	6,58077353	0,77	0,04	20,01	35,2	1,13195589	1,04737776	0	0,27827187	0,14803165
5	-24,59381	6,57192935	0,73	0,04	18,80	40,09	1,25230356	1,09380608	0	0,31501687	0,17626218
5	-25,38916	5,74323452	1,40	0,15	55,45	65,09	1,15247861	1,07299556	0,15228104	0,3247923	0,14778983
5	-26,13818	6,2126352	1,17	0,10	67,00	57,89	1,30075425	1,13717338	0	0,2806924	0,16006589
5	-26,13948	6,3106466	0,61	0,03	31,60	42,62	1,14891006	1,0649574	0	0,41601909	0,22295992
5	-26,13557	6,31250896	0,80	0,05	52,21	28,97	1,34786235	1,11332903	0	0,20326529	0,1179915
5	-26,27272	6,07015837	1,65	0,20	235,82	90,41	1,304183	1,13490663	0	0,31263724	0,17851737
5	-26,31059	6,09635049	1,10	0,09	122,99	58,12	1,26810232	1,11009092	0	0,30062569	0,16926756
5	-26,31315	6,08803276	0,68	0,04	45,56	40,4	1,16398333	1,070345	0	0,34996535	0,18878563
5	-26,27814	6,090705	1,36	0,14	165,86	75,52	1,34472981	1,12923074	0	0,30909016	0,17921453
5	-26,17688	6,38437486	0,76	0,04	52,73	37,08	1,31839773	1,14328764	0	0,27377637	0,15717725
5	-26,17934	6,38360699	0,52	0,02	25,21	27,62	1,16675381	1,1034257	0	0,31379946	0,16947761
5	-26,18485	6,39025461	0,57	0,02	28,47	24,61	1,54155028	1,18673084	0	0,22846338	0,1418293
5	-26,18313	6,38946339	0,52	0,02	24,57	25,86	1,36425429	1,15755041	0	0,27489767	0,16054221
5	-26,27337	5,9061776	2,69	0,55	696,08	124,95	1,19236563	1,0866041	0	0,27226374	0,14865005
5	-26,34187	6,0895613	2,05	0,31	427,04	76,26	1,20382096	1,09333099	0	0,22133645	0,12142396
5	-24,84924	6,48845312	1,03	0,07	60,07	43,42	1,41230258	1,20601937	0	0,23754074	0,14114727
5	-25,44196	5,74161323	2,22	0,37	86,41	93,91	1,24814586	1,0961859	0	0,24371758	0,13614135
5	-26,13028	6,32166434	0,39	0,01	12,39	29,23	1,19993015	1,06653684	0	0,44392695	0,24314201
5	-26,25163	6,2298859	0,75	0,04	54,54	42,57	1,17330103	1,05965726	0	0,33404737	0,18091863
5	-26,25879	6,2327692	1,11	0,09	114,51	60,82	1,50235912	1,19227632	0	0,29304578	0,17959443
5	-26,26127	6,23116256	0,67	0,03	41,33	31,08	1,40746581	1,18112008	0	0,25746943	0,15272675
5	-26,216	6,3536129	0,53	0,02	24,99	19,12	1,07521366	1,01081646	0	0,2211842	0,11467586
5	-26,25428	6,29618237	0,50	0,02	24,66	35,39	1,32144672	1,1180514	0	0,39221988	0,22543687
5	-26,43655	5,93178379	0,87	0,05	25,87	41,78	1,23891638	1,16708755	0	0,29017919	0,16149451
5	-25,30967	5,54634973	2,22	0,38	115,95	83,43	1,19851437	1,0863119	0	0,21972899	0,12027615
5	-24,84964	6,48307236	0,84	0,05	41,17	26,53	1,04870731	1,06386873	0	0,20270477	0,10379146
6	-25,33445	5,50428862	1,62	0,20	25,10	75,26	1,32905119	1,13018944	0,47238122	0,49183113	0,14958141
6	-25,3286	5,56288898	3,11	0,73	256,42	122,43	1,20265291	1,06262094	0,33031333	0,34506764	0,2671165
6	-25,38251	5,69385199	3,25	0,72	334,68	118,76	1,48681539	1,19764287	0,14118761	0,23665438	0,12391157
6	-26,12059	6,28957549	0,89	0,06	50,03	44,02	1,1782781	1,07161429	0,34379591	0,4392912	0,15645371
6	-26,24855	6,23961503	0,93	0,06	81,90	45,32	1,49253992	1,17543315	0,21649568	0,32954456	0,15772082
6	-26,40784	6,03444538	0,84	0,05	54,11	41,55	1,38062871	1,15081793	0,41337777	0,46474966	0,16017199

Grupo	Latitud	Longitud	Perimetro (Km)	Area (Km2)	Volume (Hm3)	Hco (m)	Ie	ii	It	SV	Hco/Dco
6	-26,43675	6,01949415	2,39	0,43	384,99	100,84	1,38281641	1,13328866	0,19630894	0,28808302	0,1361318
6	-26,19483	6,38743699	1,18	0,10	128,70	24,97	1,23368353	1,10296262	0,36539028	0,19428402	0,0684725
6	-26,19678	6,35858584	1,30	0,12	154,30	50,31	1,2987768	1,10799667	0,24841413	0,29693677	0,12716874
6	-26,20309	6,38314679	0,94	0,07	83,52	27,15	1,19260112	1,11833994	0,2118046	0,21458157	0,0923516
6	-26,20806	6,38466584	0,93	0,06	76,56	24,47	1,19925853	1,09165547	0,38962012	0,2603298	0,08700636
6	-26,2059	6,36440027	0,58	0,02	29,29	28,67	1,46873926	1,16274082	0,34201649	0,40828824	0,16278888
6	-26,24328	6,32076534	0,86	0,06	69,05	48,18	1,27423732	1,11689564	0,44726661	0,57333528	0,1788628
6	-26,25124	6,33368276	0,98	0,07	88,99	39,46	1,2449146	1,11289135	0,37752168	0,37393385	0,12985519
6	-26,25805	6,32945262	1,44	0,16	195,36	43,5	1,27974686	1,12267342	0,46967747	0,32374416	0,09711237
6	-26,42031	5,96633328	0,84	0,05	33,78	44,8	1,37431715	1,13267793	0,36567933	0,46957707	0,17459417
6	-26,42607	5,97600638	1,40	0,13	92,54	61,5	1,26162114	1,25888469	0,46866299	0,50461161	0,15057827
6	-25,90892	5,90600441	1,06	0,08	7,57	39,74	1,37159423	1,15353999	0,35289505	0,32106645	0,12166145
6	-26,25823	5,28094226	2,32	0,41	130,00	70,65	1,16498175	1,10940258	0,52247742	0,37800058	0,0974129
6	-26,29395	5,22803526	1,86	0,26	8,99	44,36	1,17779513	1,096645	0,30128732	0,20457952	0,07756507
6	-25,61941	6,15831768	0,95	0,07	75,83	45,95	1,4223272	1,18374418	0,39557882	0,44225217	0,15939691
6	-25,71456	6,24939363	1,53	0,17	51,21	46,47	1,56207561	1,22905783	0,43123357	0,28186507	0,10018363
6	-26,23141	6,09343781	0,67	0,03	50,81	24,89	1,38952686	1,14459196	0,33924133	0,31167856	0,12138186
6	-26,19418	6,22754483	0,69	0,04	40,37	33,43	1,2296359	1,1130814	0,30420469	0,40043122	0,15447856
6	-26,20807	6,21965877	0,64	0,03	35,33	22,24	1,16946751	1,07880678	0,27485985	0,28099777	0,11017661
6	-26,30164	6,17516141	0,90	0,06	71,09	21,37	1,31974957	1,15145617	0,33272647	0,20105372	0,07706058
6	-26,33786	6,19132492	1,04	0,08	84,17	25,53	1,41583486	1,18339156	0,54310549	0,29607055	0,08048
6	-26,26974	6,27006951	1,15	0,10	127,01	50,87	1,20156142	1,0877993	0,31906033	0,37834271	0,14120091
6	-26,25371	6,23744335	0,59	0,03	32,92	19,13	1,40558192	1,13576275	0,4247853	0,3071119	0,10471893
6	-26,25085	6,21707996	1,96	0,28	349,00	87,87	1,27926805	1,12579842	0,48589806	0,50180913	0,14589456
6	-26,26103	6,21502617	1,06	0,09	104,51	36	1,15145223	1,07932012	0,34247685	0,30489307	0,10756032
6	-26,22279	6,32278508	0,87	0,06	75,20	23,44	1,03251427	1,01654267	0,36895385	0,26871899	0,08615451
6	-26,21922	6,35234357	0,49	0,02	20,79	14,99	1,22086727	1,07144717	0,38383019	0,28731413	0,09780524
6	-26,21443	6,37742622	0,69	0,03	42,68	16,49	1,54133335	1,18667121	0,24966912	0,16882988	0,07863591
6	-26,1455	6,29167172	0,49	0,02	19,48	18,9	1,2023278	1,06490994	0,41546243	0,38936959	0,12478329
6	-26,14836	6,29425706	0,72	0,04	43,78	24,22	1,2881565	1,09780551	0,42171802	0,3270867	0,10733896
6	-26,41987	5,86865846	1,03	0,08	43,89	50,14	1,18845838	1,06754645	0,40581191	0,47893782	0,15511921
6	-26,44842	5,80433304	0,87	0,06	30,18	40,07	1,23652756	1,07355082	0,34708896	0,4096404	0,14870624
6	-24,77419	6,51263609	2,76	0,56	506,18	45,7	1,22381133	1,11855785	0,59007141	0,23834359	0,054043
6	-24,85975	6,49134092	1,04	0,07	56,46	26,82	1,64929027	1,27867323	0,50893457	0,28076708	0,08853288
6	-24,90631	6,49815332	1,58	0,19	86,73	58,15	1,12209551	1,05795153	0,46375557	0,41220783	0,11707508
6	-26,40587	6,08405153	0,65	0,03	42,91	36,15	1,40703528	1,13552929	0,25946851	0,40859	0,17945446
6	-26,21185	5,79239086	1,93	0,29	389,42	25,14	1,0737516	1,04188312	0,59256527	0,196576	0,04149645
6	-26,26216	6,42852488	2,00	0,31	220,88	73,42	1,15212752	1,07375851	0,27768646	0,30187817	0,11702489
6	-26,23297	6,45665374	0,76	0,04	34,36	30,15	1,27258924	1,11890018	0,49735779	0,466141	0,13215722
6	-24,48887	6,58419211	2,31	0,40	148,01	19,43	1,50305727	1,1780656	0,38635942	0,07281837	0,02739134
6	-26,28995	5,24902013	2,52	0,49	77,08	60,18	1,19358449	1,09057691	0,50279321	0,28044313	0,07616912
6	-26,201	6,17368599	0,69	0,04	28,68	40,58	1,38459261	1,1515224	0,31745961	0,47185893	0,18948379
6	-26,01193	5,73145161	2,80	0,55	272,15	56,58	1,57475575	1,20432582	0,60229518	0,27030384	0,06745128
6	-25,38897	5,61184095	3,59	0,83	279,95	73,14	1,44523591	1,1686915	0,43238166	0,20866737	0,07119522
6	-26,30064	6,06550551	3,74	1,02	1299,24	107,19	1,20310377	1,08561028	0,41107662	0,29112878	0,0940299
6	-26,19201	6,23403565	0,66	0,03	37,39	25,08	1,1678399	1,08148478	0,38730357	0,36445542	0,12065684
6	-26,18393	6,41659413	0,98	0,07	82,95	40,14	1,39253341	1,15425737	0,4085897	0,39058679	0,13629495
6	-25,69089	6,17361485	0,71	0,04	44,92	33,33	1,2844031	1,11741274	0,4881968	0,52119161	0,15115468
6	-26,26577	6,22149539	1,70	0,21	277,12	42,81	1,49717878	1,19897253	0,38477438	0,22127462	0,08328626
6	-26,18955	6,40950612	0,95	0,06	79,80	18,01	1,3372705	1,19522444	0,60521697	0,27609995	0,06302385
6	-26,47528	5,49111545	1,38	0,14	17,40	73,59	1,41102738	1,17803274	0,25175831	0,39302499	0,17466275
6	-26,41349	6,0798111	1,92	0,25	354,39	81,84	1,47469933	1,07379235	0,69089382	0,76697437	0,14394971
6	-26,69374	5,09918317	0,92	0,06	6,17	26,38	1,36019115	1,14159698	0,37091533	0,25708995	0,09431151

